

ОТ ОКЕАНА Эр К КОНТИНЕНТУ



Материалы совещания

ВЫПУСК 3

ИРКУТСК 2005 РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ Институт земной коры

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

Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований

(10-14 октября 2005 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Том 2

Иркутск 2005

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. - В 2-х томах. - Т. 2. - 155 с.

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

Основные задачи Совещания:

1. Научные отчеты (доклады) конвинеров и основных исполнителей Программы о результатах работ за 2003-2005 годы.

2. Определение приоритетов исследований на период до 2010 г. исходя из тематики проблемных докладов участников программы.

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

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

Председатель Оргкомитета совещания:

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

Ученые секретари совещания:

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

Проведение научного совещания и издание материалов осуществляются в рамках и при поддержке Интеграционной программы СО РАН - ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»

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

ISBN 5-902754-09-7 (т. 2) ISBN 5-902754-07-0

© Институт земной коры СО РАН, 2005

СОДЕРЖАНИЕ

| Крук Н.Н., Руднев С.Н., Куйбида М.Л., Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Левченков О.А. ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ПЛАГИОГРАНИТОВ КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) |
|---|
| Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В. ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО–КАЙНОЗОЙСКОГО ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ 11 |
| Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. КАЙНОЗОЙСКОЕ ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА |
| Лапин П.С. ПРОЯВЛЕНИЕ S-ОБРАЗНЫХ СТРУКТУР ЗАПАДНОГО САЯНА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ |
| Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Бучко И.В. КОРРЕЛЯЦИЯ ВОЗРАСТНЫХ РУБЕЖЕЙ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА |
| Леви К.Г., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Лухнева О.Ф. АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ МОНГОЛИИ |
| Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Макагон В.М., Конев А.А., Сандимирова Г.П., Елизарова М.В., Школьник С.И. СВЯТОНОСИТЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА КАК ИНДИКАТОРНЫЙ ТИП ПОРОД ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ МАНТИЙНОГО И КОРОВОГО МАТЕРИАЛА |
| Летникова Е.Ф., Вещева С.В. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ БАРГУЗИНСКОГО ТЕРРЕЙНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ИХ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА |
| Лунина О.В., Гладков А.С., Плюснина Е.В. НОВАЯ КАРТА РАЗЛОМНО-БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ БАРГУЗИНСКОГО РИФТА |
| Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В. ИНДИКАТОРЫ КОЛЛАПСА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ |
| Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕООСТРОВНЫХ ДУГ И ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ) 41 |

| Метелкин Д.В., Казанский А.Ю. СИБИРЬ – ЛАВРЕНТИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ РОДИНИИ: ОБОБЩЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ 4 |
|--|
| Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсоев Д.А., Владимиров А.Г., Травин А.В., Хромых С.В., Юдин Д.С. ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ БАЗИТ-У ЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА |
| Михальцов Н.Э., Сенников Н.В., Казанский А.Ю., Крамаров А.С. СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА В ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ: СРАВНЕНИЕ КИНЕМАТИКИ ТУВИНСКИХ И АЛТАЙСКИХ БЛОКОВ |
| Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. АРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОГНЕЙСОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (БАЙКАЛ): SM-ND И RB-SR ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ |
| Непоп Р.К., Агатова А.Р. ЧУЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 2003 ГОДА: КЛЮЧ К ОЦЕНКЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ |
| Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р. СТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК ПОВЕРХНОСТНЫХ РАЗРЫВОВ, ВОЗНИКАЮЩИХ ПРИ СЕЙСМОГЕННОЙ РЕАЛИЗАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ АЛТАЙСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА |
| Переляев В.И., Гибшер А.С. РАЗРЕЗ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ВЕНД-РАННЕКЕМБРИЙСКОГО ОКРАИННОГО БАССЕЙНА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (КАНЬОН СУВРА-ГОЛ, ЮЖНЫЙ СКЛОН ХР. ХАН-ТАЙШИРИ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ) |
| Постников А.А., Ножкин А.Д., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Корнилова Т.А., Юдин Д.С., Якшин М.С., Кочнев Б.Б. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧИНГАСАНСКОЙ И ВОРОГОВСКОЙ СЕРИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА7 |
| Пучков В.Н. ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ УРАЛА 7. |
| Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Ковач В.П., Беличенко В.Г., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА – НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ |
| Руднев С.Н., Крук Н.Н., Куйбида М.Л. ПЛАГИОГРАНИТЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ, ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ |

| Рыцк Е.Ю., Ковач В.П. БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ: НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ РИФТОГЕННАЯ ОКРАИНА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА |
|--|
| Семинский К.Ж. ЗОННО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА |
| Симонов В.А., Скляров Е.В., Ковязин С.В., Переляев В.И. ПАРАМЕТРЫ ДРЕВНЕЙШИХ (1020 МЛН ЛЕТ) БОНИНИТОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ, ДЕЙСТВОВАВШИХ НА РАННИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА |
| Симонов В.А., Скляров Е.В., Ковязин С.В., Сафонова И.Ю. ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ) |
| Советов Ю.К. ВЕНДСКАЯ (БАЙКАЛЬСКАЯ) ОРОГЕНИЯ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРЕДОВЫХ ПРОГИБОВ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА 107 |
| Советов Ю.К., Куликова А.Е. ПОЗДНЕВЕНДСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ РИФТОГЕННЫЙ "ВИСЯЧИЙ" ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН И ПРОБЛЕМА РАННЕКЕМБРИЙСКОГО ОКЕАНА: ЗАПАДНАЯ И ЮЖНАЯ ПЕРИФЕРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 104 |
| Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М. ЧУЖЕРОДНЫЕ БЛОКИ В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА |
| Станевич А.М., Немеров В.К., Постников А.А., Мазукабзов А.М. КОРРЕЛЯЦИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ 117 |
| Тверитинов Ю.И. СПОСОБ КАРДИНАЛЬНОГО ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ |
| Тверитинов Ю.И. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ДЕФОРМАЦИЙ В ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ 118 |
| <i>Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В.</i> ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИЗОТОПНЫЕ ПРОВИНЦИИ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ И АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ (СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ) |
| Уфимцев Г.Ф. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ И БЕЙШАНЯ 122 |

| Федоровский В.С. | |
|--|-----|
| КОЛЛИЗИОННЫЙ СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЙ МРАМОРНЫЙ МЕЛАНЖ В | |
| ТЕКТОНОТИПЕ | 129 |
| Хромых С.В., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Федоровский В.С., Волкова Н.И. ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОЛ | |
| ЧЕРНОРУДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) | 131 |
| Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Лепёхина Е.Н., Ларионов А.Н., Пыренов Б.И., Хромов А.А | |
| СУБСИНХРОННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ РАЗНОТИПНЫХ ГРАНИТОИДОВ, ОТНОСИМЫХ К КОЛЛИЗИОННОМУ, ПОСТОРОГЕННОМУ И | |
| ВНУТРИПЛИТНОМУ ЭТАПАМ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) | 135 |
| Шерман С.И., Савитский В.А., Цуркан Е.А. СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ ВНУТРИПЛИТНЫХ РАЗЛОМОВ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ НА ОСНОВЕ СЕЙСМОМОНИТОРИНГА | 139 |
| Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ТУНКИНСКОГО И ХАМАРДАБАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ | 143 |
| Юдин Д.С., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Сергеев С.А., Лепехина Е.Н. | |
| ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ, РОССИЯ: | |
| ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ | 147 |
| Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. РАННИЕ СТАЛИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПА ПЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА• | |
| РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ | |
| ИССЛЕДОВАНИИ R3-PZ1 МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ И ЦАСП | 150 |
| АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ | 154 |

ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ПЛАГИОГРАНИТОВ КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Н.Н. Крук*, С.Н. Руднев*, М.Л. Куйбида*, А.Г. Владимиров*, С.П. Шокальский**, Н.И. Гусев**, О.А. Левченков***

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, kruk@sbras.nsc.ru **Санкт-Петербург, Всероссийский геологический институт, shvsegei@mail.wplus.net ***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Плагиограниты представляют собой специфичный, достаточно обособленный класс кислых магматических пород. Данными экспериментальных исследований и модельных расчетов **[1-3 и др.]** доказано, что превалирующим механизмом генерации плагиогранитных магм является плавление метабазитовых субстратов в широком интервале P-T- условий.

По существующим представлениям на всех этапах геологической истории Земли (начиная с архея) габбро-плагиогранитные и родственные им тоналит-трондьемитгранодиоритовые серии маркируют ранние этапы формирования континентальной коры. Однако в последние годы появляется все больше геолого-петрологических и геохронологических данных, свидетельствующих о том, что подобные серии могут образовываться в гораздо более широком диапазоне геодинамических обстановок (включая аккреционные и коллизионные). В этом отношении весьма показателен плагиогранитный магматизм Курайской зоны Горного Алтая.

На этой территории известно около двух десятков мелких габбро-плагиогранитных интрузий, пространственно ассоциирующих с раннекембрийскими вулканогенно-осадочными толщами курайского и балхашского комплексов, а также с офиолитами Чаган-Узунской ассоциации. Исторически плагиограниты Курайской зоны подразделялись на два типа. Мелкие интрузивы, сложенные контрастной гипербазит-габброплагиогранитной серией пород (с незначительным развитием диоритов и тоналитов) и пространственно тяготеющие к фрагментам офиолитовых поясов, выделялись в мештуерыкский комплекс венд-раннекембрийского возраста. Массивы, тяготеющие к островодужным вулканогенно-осадочным ассоциациям и сложенные, преимущественно, диоритами и тоналитами, объединялись в таджилинский комплекс раннесреднекембрийского возраста [4-6]. Таким образом, время формирования всех без исключения плагиогранитов Курайской зоны относилось к венду–первой половине кембрия и связывалось с океаническим и раннеостроводужным этапами эволюции региона.

Раннекембрийский возраст плагиогранитов мештуерыкского комплекса подтвержден предварительными данными U-Pb изотопного датирования по цирконам (527±1,5 млн лет, [7]). Результаты датирования таджилинского габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса показали, что он сложен породами двух возрастных уровней. Для Джегантерекского массива по цирконам из лейкогаббро U-Pb методом был получен возраст 509±9,7 млн лет (рис., а). Для меланодиоритов петротипического Таджилинского массива возраст, рассчитанный по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, оказался равным 391,7±1,7 млн лет (рис., б).

Таким образом, оба изученных массива оказались значительно моложе проявлений венд-раннекембрийского островодужного вулканизма, с которыми традиционно связывалось их формирование. Внедрение плагиогранитоидов джегантерекского типа совпало по времени с началом проявления в Алтае-Саянской складчатой области крупномасштабных аккреционно-коллизионных процессов и массовым гранитообразованием на рубеже кембрия–ордовика [7-9]. Внедрение плагиогранитоидов таджилинского типа произошло на рубеже раннего-среднего девона, когда на территории Алтая существовала активная континентальная окраина андского типа с широким развитием основного и кислого вулканизма **[7, 8, 10-12]**, и было приурочено к ее тыловой части.



U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из лейкогаббро Джегантерекского массива (а) и меланодиоритов Таджилинского массива (б).

По вещественному составу плагиогранитоиды всех перечисленных выше ассоциаций относятся к низкоглиноземистому типу по [13], характеризуясь пониженными содержаниями Al₂O₃, относительно высокими – Y и тяжелых P3Э.

Плагиограниты мештуерыкского комплекса имеют крайне низкие содержания крупноионных литофильных элементов, характеризуются симметричной или слабо асимметричной (с положительным уклоном) формой спектров распределения РЗЭ без аномалии по Еu. Суммарные содержания РЗЭ в большинстве случаев составляют 20-35 г/т, однако в некоторых пробах не превышают 6 г/т. Геохимические модельные оценки свидетельствуют, что протолит плагиогранитов по содержаниям РЗЭ приближался к N-MORB. Для проб с аномально низкими концентрациями РЗЭ предполагается участие в источнике магмогенерации базит-гипербазитов.

Тоналиты и плагиограниты Джегантерекского массива по редкоэлементному составу близки описанным выше. Из отличий можно отметить пониженные концентрации Nb и Ta, что, вероятнее всего, свидетельствует об участии базальтов островодужного генезиса в источнике гранитоидов.

Тоналиты и плагиограниты Таджилинского массива по своим петрогеохимическим характеристикам отличаются от пород Мештуерыкского и Джегантерекского массивов содержаниями K₂O, Rb, Cs, Ba, Sr, Th, Zr, La, Ce, Nb, в меньшей степени U. Для пород характерны асимметричные спектры распределения РЗЭ с (La/Yb)_N = 6-8 в тоналитах и около 10 – в плагиогранитах. Последние характеризуются также наличием европиевого минимума в спектрах распределения РЗЭ. По данным геохимического моделирования субстрат описанных тоналитов и плагиогранитов отвечает островодужным базальтам.

Таким образом, на примере Курайской зоны Горного Алтая показано, что формирование плагиогранитоидных интрузий не всегда приурочено к ранним этапам геологической эволюции региона и начальным стадиям формирования континентальной коры: оно отражает реакцию метабазитового слоя коры на наиболее мощные термальные события, происходящие в регионе. Наблюдаемая направленная эволюция состава плагиогранитоидов (от ранних к поздним), выражающаяся в увеличении концентраций несовместимых элементов, отражает возрастающую степень вовлечения в процессы гранитообразования субстратов континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 03-05-65081 и 04-05-64443) и Президиума СО РАН (Программа № 6.7.).

- [1] Beard J.S. et al. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstone and amphibolites at 1, 3 and 6, 9 kb // J. Petrol. - 1991. - V. 32. - P. 465-501.
- [2] Rapp R.P. et al. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implication for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891-931.
- [3] Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704-717.
- [4] Скуридин В.А. Каледонские интрузивные комплексы Курайского хребта (Горный Алтай) // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. - Новосибирск, 1963. - С. 23-24.
- [5] Михалева Л.А., Скуридин В.А. Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенические особенности. Новосибирск: Наука, 1971. 199 с.
- [6] Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского магматизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск, 1991. С.32-54.
- [7] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2000. 188 с.

- [8] Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. - С. 8-28.
- [9] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М., Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН. 2004. Т. 396, № 3. С. 369-373.
- [10] Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 8. - С. 1157-1178.
- [11] Тикунов Ю.В. Геохимия девонских вулканитов островодужного типа центральной и западной частей Горного Алтая. Препр. - 1994. - № 2. - 54 с.
- [12] Тикунов Ю.В. Геохимия девонского базальт-андезитового вулканизма западной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 61-69.
- [13] Арт Дж.Г. Некоторые элементы примеси в трондьемитах их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99-105.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО–КАЙНОЗОЙСКОГО ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии PAH, katama@mail.ru, volya@igem.ru.

Одним из наиболее крупных районов позднемелового-кайнозойского внутриплитного магматизма в Центральной Азии является территория Южной и Центральной Монголии, выделяемая так же, как Хангайский вулканический ареал или вулканическая область. Вулканизм в ее пределах характеризовался многоэтапной активностью, в результате которой были сформированы многочисленные лавовые поля, занимающие разное высотное положение в строении горных сооружений этой территории.

Выполнены геохронологические и геохимические исследования продуктов этого вулканизма. Результаты геохронологических исследований, включая опубликованные данные, обобщены на рис. 1. В соответствии с этим рисунком вулканическая активность в регионе протекала без существенных возрастных перерывов в диапазоне последних 80 млн лет. Распределение датировок характеризуется рядом максимумов. В геологическом отношении этим максимумам соответствуют лавовые поля, сгруппированные в пределах компактных территорий и контролируемые общими структурными условиями проявления вулканизма. При этом в рамках некоторых максимумов датировок оказались лавовые поля, территориально или структурно разобщенные и характеризующиеся систематическими различиями возраста их образования, что, очевидно, свидетельствует о их принадлежности к разным актам вулканической активности. В соответствии с этим мы выделяем следующие этапы в развитии Хангайской вулканической области.

1 этап (80-65 млн лет). Лавовые поля этого этапа сосредоточены в пределах Южной Монголии, преимущественно к югу от горных цепей Гобийского Тянь-Шаня (рис.



Рис. 1. Гистограмма распределения К-Аг возрастов внутриплитных позднемеловых-кайнозойских базальтов Хангайского ареала.

2). Эти поля сложены базанитами и трахиандезитобазальтами и характеризуются небольшой мощностью. Иногда они увенчаны небольшими шлаковыми конусами.

2 этап (65-47 млн лет). Вулканические продукты этапа представлены дайками, лавовыми куполами и маломощными (до 20 м) лавовыми потоками трахибазальтов. Ареал их распространения определяется территорией, охватывающей восточную оконечность Гобийского Тянь-Шаня и южное предгорье Гобийского Алтая. Можно предположить, что распределение вулканитов контролировалось разломами и небольшими грабенами широтного простирания. **3 этап (47-30 млн лет).** Этому этапу отвечают лавовые поля, сконцентрированные главным образом в межгорной впадине Гобийского Тянь-Шаня. Они сложены преимущественно калиевыми трахиандезитобазальтами, реже трахибазальтами.

4 этап (30-20 млн лет). Этап представлен многочисленными лавовыми полями, связанными с системой сбросов и небольших грабенов, прослеживающихся вдоль южного подножия Хангайского нагорья в Долине Озер. Здесь наблюдаются крупные лавовые плато с мощностью лавового чехла до 100 м. Состав лав отвечает трахибазальтам, реже трахиандезитобазальтам.



Рис. 2. Схема размещения ареалов внутриплитных позднемеловых-кайнозойских базальтов на территории Южной и Центральной Монголии. 1-5 – разновозрастные ареалы внутриплитного магматизма: 1 – 1-2 возрастные этапы (80-65, 65-47 млн лет); 2 – 3 этап (47-30 млн лет); 3 – 4-5 этапы (30-20, 20-15 млн лет); 4 – 5-7 этапы (15-7, 7-3 млн лет); 5 – 8 этап (<3 млн лет); 6 – границы горных сооружений.

5 этап (20-15 млн лет). В структурном отношении лавовые поля этого этапа связаны с субширотными–северо-западными грабенами, вложенными в лавовые поля предшествующего этапа. Они характеризуются относительно небольшой мощностью (первые десятки м) лавовых толщ и сложены базанитами и трахибазальтами. Кроме того, лавы этого возраста были обнаружены в Центральном Хангае, в результате чего общий ареал распространения пород этапа охватил все южное крыло Хангайского нагорья.

6 этап (15-7 млн лет). Лавы этого возраста территориально совмещены с Центральной частью Хангайского нагорья. Здесь ими образовано крупное лавовое плато, мощность которого достигает 400-500 м. Кроме того, вулканиты этапа отмечаются по северо-восточному обрамлению Хангайского нагорья в долине р. Хойт-Тамир, в среднем течении р. Орхон и низовьях р. Хануй, где они участвуют в строении высоких террас мощностью до 100 м. Сложены лавы трахибазальтами, реже базальтами и трахиандезитобазальтами.

7 этап (7-3 млн лет). Лавовые поля этого этапа образуют широтно вытянутый ареал, смещенный к северо-востоку от Центрального Хангая. Вулканиты установлены по р. Чулуту, р. Орхон и р. Хануй, где участвуют в строении высоких и средних террас с мощностью вулканических разрезов 50-100 м. Излияния были связаны с рядом вулканических центров, фиксируемых шлаковыми конусами. Состав лав представлен в основном базанитами и трахиандезитобазальтами.

8 этап (менее 3 млн лет). В этот этап вулканической деятельности объединены продукты наиболее поздних вулканических излияний. Они слагают лавовые толщи, которые выделяются в рельефе в виде низко- и средневысотных лавовых террас, сложенных базанитами, трахибазальтами и трахиандезитобазальтами. Область распространения этих пород значительна. Она включает ряд изолированных площадей в центральной части Хангайского нагорья (район Тариатского грабена), а также по восточному обрамлению Хангая (районы среднего течения р. Орхон и р. Хануй).

В соответствии с данными петрохимических и геохимических исследований установлено, что в составе разновозрастных вулканических ассоциаций преобладают базаниты, трахибазальты и трахиандезитобазальты. Петрографический состав пород достаточно однообразен. В основном развиты порфировые, реже афировые породы с фенокристами оливина, пироксена, реже плагиоклаза. Основная масса обычно полностью раскристаллизована и состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен пироксена, оливина, а также рудных минералов.

Породы всех этапов характеризуются близкими содержаниями петрогенных элементов: SiO₂ (45.11-52.19 мас. %), TiO₂ (1.69-2.89 мас. %), Al₂O₃ (13.16-16.58 мас. %), Fe₂O₃ (8.93-12.30 мас. %), MgO (4.47-8.72 мас. %), CaO (5.68-9.22 мас. %), Na₂O₃ (3.15-4.62 мас. %), K₂O (1.44-3.90 мас. %), P₂O₅ (0.59-1.01 мас. %). Магнезиальность в породах меняется, варьируя в интервале 0.48-0.61 при преобладании 0.53-0.58. Относительно высокая степень дифференцированности пород, по-видимому, обусловлена фракционированием из расплава оливина, пироксена, магнетита, плагиоклаза.

Все породы выделяемых этапов имеют практически одинаковый состав по содержанию рассеянных и редкоземельных элементов. Лавы резко обогащены крайне несовместимыми литофильными элементами и в этом отношении близки к базальтам OIBтипа, по сравнению с которыми они характеризуются относительно повышенными содержаниями Ta, Nb, высокими – Ba, Pb, Sr и относительно пониженными содержаниями Th, U, Zr, Hf, REE, особенно HREE. Величина (Tb/Yb)n>1.8 (до 6), что свидетельствует об образовании расплавов из мантии в условиях стабильности граната.

Таким образом, продукты кайнозойского вулканизма Южной и Центральной Монголии рассредоточены на огромной площади и формировались без значительных геологических перерывов на протяжении не менее 80 млн лет. Разновозрастные вулканические породы обладают ярко выраженными чертами общности, а именно связаны между собой близкими составами лав и структурными условиями их проявления.

Прежде всего, отметим, что в исторической последовательности вулканических событий каждый их новый этап был связан с предшествовавшим близостью возрастов формирования. Об этом, в частности, свидетельствуют датировки пород последова-

тельных импульсов вулканизма, часто перекрывающиеся на возрастных границах этапов.

Пространственное распределение продуктов вулканизма разных этапов отвечает связной последовательности миграции центров вулканизма. Поэтому вулканиты сопряженных во времени этапов формирования вулканической области образуют ареалы, в значительной степени перекрывающие один другого по площади (рис. 2).

Наконец, отметим сходство вещественного состава продуктов вулканизма практически во всем возрастном объеме формирования вулканической области. В разновозрастных вулканических ассоциациях преобладают породы основного состава. В целом вещественный состав пород отвечает так называемым внутриплитным ассоциациям и свидетельствует о мантийном происхождении исходных расплавов. Учитывая то, что во времени состав магматических пород практически не менялся, можно говорить о постоянстве источника расплавов.

Приведенные возрастные, пространственно-структурные и вещественные характеристики вулканических пород региона указывают на их родство и связь с постоянно действующим источником вулканической деятельности, который сопоставим с деятельностью мантийного плюма. Сходство составов продуктов излияния с OIB-источником позволяет также говорить о ведущей роли мантийного плюма в процессах магмогенерации в регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ-7 и проекта РФФИ 05-05-64000.

КАЙНОЗОЙСКОЕ ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

М.И. Кузьмин*, В.В. Ярмолюк**

*Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mikuzmin@igc.irk.ru **Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru

В истории Земли проявилось три климатических этапа: первый – безледниковый, второй – с эпизодическими оледенениями, третий – с периодическими оледенениями. Понять причины изменений климата последнего, современного, этапа, во время которого отмечается смена ледниковых и межледниковых эпох, можно на основе анализа геологических, геохимических и климатических данных за последние 600 млн лет истории Земли. Такой анализ показывает, что теплые межледниковые эпохи совпадают с проявлением в большом объеме продуктов внутриплитового, плюмового магматизма, в то время как ледниковые эпохи связаны с формированием орогенных поясов, которые приурочены к границам конвергентных литосферных плит. Начало последней теплой эпохи совпало с массовым излиянием на границе перми и триаса сибирских траппов, когда всего за один млн лет излилось более $1,2 \times 10^6$ км³ базальтовой магмы. В течение этой теплой, межледниковой эпохи, которая продолжалась более 200 млн лет, на континентах и в океанах излилось огромное количество продуктов внутриплитового магматизма.

Начальный этап похолодания последней ледниковой эпохи был связан с формированием 38 млн лет тому назад Циркум-Антарктического течения, что было связано с отделением от Антарктиды Индии, Австралии и образованием Южно-Антильской котловины. В этот этап появились первые ледники в Антарктиде. Дальнейшее изменение расположения континентов, формирование Центрально-Американского перешейка, вулканическая активность Тихоокеанской системы островных дуг определили второй этап похолодания, с которым связано появление первых льдов в Арктике. Третий этап похолодания связан с ростом Тибета и Гималаев, что изменило глобальную атмосферную циркуляцию, а в связи с резким увеличением скорости химической эрозии произошло уменьшение CO₂ в атмосфере.

С третьим этапом связано появление в ледниковые периоды горных и покровных ледников в Северном полушарии. Смена ледниковых и межледниковых периодов происходит согласно циклам Миланковича, которые определяются изменениями орбитальных параметров Земли. Вариации литологии и химического состава осадков из глубоководных байкальских скважин, а также изменение морфологии и типов излияний кайнозойских базальтов в юго-западном горном обрамлении Байкала позволяют определить время формирования высоких гор в Центральной Азии, а также появления здесь первых горных ледников. Высокие горы, а соответственно, первые горные ледники образовались в этом регионе 2,5-2,8 млн лет тому назад. Рост гор во фронте коллизионного пояса, связанного со столкновением Индийского и Евроазиатского континентов, определяется проявлением здесь мантийных плюмов. В Байкальском регионе удалось установить соответствие между возрастом климатических событий, зафиксированных в байкальской осадочной записи, а также возрастом ледниковых и межледниковых событий, реконструированных по лавовым образованиям. Это позволяет полагать, что все ледниковые периоды сопровождались горными оледенениями, количество которых только в эпоху Брюнес было не менее восьми.

Проведенное сопоставление климатических и орогенических событий в глобальном и региональном масштабах однозначно свидетельствует о взаимосвязи эндогенных (внутриплитовый магматизм, орогенические движения) и экзогенных процессов в истории Земли.

ПРОЯВЛЕНИЕ S-ОБРАЗНЫХ СТРУКТУР ЗАПАДНОГО САЯНА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

П.С. Лапин

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, lapinPS@uiggm.ncs.ru

При исследовании геодинамической эволюции литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса большое значение имеет изучение последнего её этапа. Из этого следует, что необходимо совершенствовать методы анализа исследований земной поверхности. Земная поверхность обладает свойствами, которые изучаются многими науками о Земле, в том числе и геоморфологией. Морфоструктурный анализ раскрывает выраженность геологических тел в рельефе. Многие геоморфологические методы основаны на анализе соотношения форм или элементов рельефа и коррелятных им отложений. Разнообразие применяемых методов предопределяется значительным временным интервалом, охватывающим историю становления современного рельефа. Выделение стадий развития земной поверхности в позднем голоцене позволяет детализировать наши представления об эволюции рельефа на последней стадии геодинамического развития, зафиксировать этот дополнительный срез развития на основе анализа земной поверхности как геометрической границы раздела сред. В данном случае временной интервал проявления современных геологических процессов значительно сокращается. Соотношение «форма рельефа – коррелятные отложения» стремится к нулю, а объём фактического материала значительно увеличивается.

В последние годы в геоморфологии появилось новое направление – генетическая морфология и морфометрия [1], которое придаёт большое значение методам, направленным на изучение развития земной поверхности. В его рамках существенно изменяется роль и значение морфометрических показателей при модельных построениях. Ранее [2] значения морфометрических показателей только дополняли морфоструктурные исследования. Они передавали особенности развития морфоструктур в границах морфоструктур. Теперь [3] при моделировании особенностей развития земной поверхности с привлечением морфометрических показателей выделяются районы и их границы, достаточно часто не совпадающие с границами морфоструктур. Таким образом, фиксируется дополнительный срез в эволюционном развитии рельефа и возможность выделения активных и пассивных разломов по отношению к результатам морфоструктурного анализа.

На территории Западного Саяна по разработанной ранее методике [3] осуществлено морфогенетическое районирование земной поверхности. На первом этапе моделирования земная поверхность исследуемой территории формализована совокупностью морфотипов. Выделено 368 морфотипов. Каждый морфотип характеризуется определённой комбинацией элементов основной морфологической триады: водораздел, склон и днище долины, которые описываются значениями трёх морфометрических показателей: густотой и глубиной эрозионного расчленения, а также максимальным углом наклона склона. Из двадцати семи теоретически возможных комбинаций элементов (морфотипов) выделено одиннадцать, что свидетельствует о незначительном морфологическом разнообразии территории Западного Саяна.

Анализ площадного распределения морфотипов позволил разделить исследуемую территорию на две области: а) западную, описывается морфотипами преимущественно больше фонового и характеризуется ведущим морфогенетическим рядом: 122-121-111-211; б) восточную, описывается преимущественно фоновым морфотипом и характеризуется ведущим морфотенетическим рядом: 111-110-100. Цифры в морфотипе соответ-

ствуют кодам морфометрических показателей. Например, морфотип 122 характеризуется типичным значением густоты эрозионного расчленения и значениями глубины эрозионного расчленения и угла наклона склона больше типичного. Ведущий ряд задаёт сценарий развития данных областей, непосредственно оказывая влияние на морфогенетические ряды выделенных районов.

Для Западного Саяна в ведущих морфогенетических рядах отмечается синхронность изменения элементов морфологической триады при первых двух переходах от морфотипа к морфотипу (122-121-111 и 111-110-100). Ряды различны по морфологии, но едины по проявлению склоновых процессов. Общность проявления склоновых процессов – то связующее звено, которое позволяет в рамках построенной модели выделять Западный Саян как единое целое.

Анализ соседства морфотипов позволил выделить морфогенетические ряды и осуществить районирование, где каждый район характеризуется морфогенетическим рядом и отвечает одной из моделей развития: преобладания склоновых или флювиальных процессов (рис.). Выделено шестнадцать районов: I – 111 – 101 – 100; II – 111-110-100; III – 121-111 – 211; IV – 111-211; V – 122 – 112 – 111; VI – 121 – 111; VII – 122 – 121 – 111; VIII – 011 – 001 – 101; IX – 012 – 112 – 111; X – 121 – 111 – 211; XI – 012 – 112 – 111; XII – 011 – 110 – 110; XIII – 111; XIV – 111 – 101; XV – 011 – 111 – 110; XVI – 111 – 100. Районы I, II, V, VI, VII, XIV, XVI отвечают модели преобладания склоновых процессов. Остальные, кроме XIII, соответствуют модели с преобладанием флювиальных процессов.



Морфогенетическое районирование земной поверхности Западного Саяна:

1 – реликтовые формы; 2 - районы с преобладанием флювиальных процессов, направленных на выполаживание склонов и вынос обломочного материала за пределы территории и его накопление в основании склона; 3 – районы с преобладанием флювиальных процессов, направленных на выполаживание склонов и накопление материала у их основания; 4 – районы с преобладанием склоновых процессов. Морфогенетические ряды содержат преимущественно морфотипы меньше фонового; 5 - районы с преобладанием склоновых процессов. Морфогенетические ряды содержат преимущественно морфотипы больше фонового; 6 – номера районов; 7 – эпицентры землетрясений с энергетическим классом 9-10.

В пределах района XIII, вытянутого в субмеридиональном направлении и большей частью приуроченного к верховьям бассейна реки Уса, выделяется только один морфотип – 111. В данном случае взаимодействие структуры и процессов не позволяет перейти району в существенно иное состояние. Это реликт. Он обладает большой устойчивостью, а следовательно, сохранностью рельефа и придает специфичность развитию всей восточной области Западного Саяна. В широтном направлении от района № XIII выделяются два идентичных района (№№ XII и XV). Для них характерно преобладание флювиальных процессов. Им свойственно выполаживание склонов и вынос материала за пределы территории. В меридиональном от района № XIII направлении выделяются районы №№ XIV и XVI с преобладанием склоновых процессов. В морфологическом плане районы различны. Район бассейна реки Амыл (№ XIV) описывается усечённым морфогенетическим рядом по отношению к району верховьев реки Уюк (№ XVI). В пределах района № XVI фиксируется параллельное отступание склона, что позволяет предположить меньшую интенсивность процессов в приводораздельной части.

Для западной части изучаемой территории ситуация отлична. Районы, контролирующие юго-восточный склон хребта Сайлиг-Хем-Тайга и Саянского хребта, описываются морфогенетическими рядами с морфотипами значительно больше фонового. Именно они фиксируют преобладание склоновых процессов и придают своеобразие развитию западной области исследования. Морфогенетический ряд, соответствующий району № VII, в значительной степени совпадает с ведущим морфогенетическим рядом, что позволяет выделить его как реликтовый. Район может развиваться только оставаясь подобным самому себе. Любое внешнее воздействие приводит к резкому, но кратковременному проявлению экзогенных процессов, которые не изменяют основного соотношения анализируемых элементов. Таким образом, в пределах Западного Саяна выделены две реликтовые зоны, которые в значительной степени предопределяют развитие исследуемой территории.

Проявление морфогенетических особенностей других районов различно, однако некоторая систематизация возможна. Для западной части преобладают районы №№ III, IV, VI, X с морфогенетическим рядом 121-111-211, которые характеризуют растяжение в пределах Западно-Саянского горного сооружения, осложнённое за рассматриваемый временной интервал зонами поднятий (районы I, II, V).

По результатам проведённого анализа можно предположить, что реликтовая зона (район XIII) представляет собой S-образную структуру, поскольку параллельное отступание склона в пределах района XVI свидетельствует о наличии надвига и возрастании субмеридионального напряжения, а районы IV и X характеризуют зону растяжения. Данное предположение находит отражение и при сопоставлении результатов районирования с плотностью эпицентров крупных землетрясений. На рис. они имеют разную приуроченность относительно границ выделенных районов. Так, если для районов, расположенных северо-западнее реликтовой зоны (район XIII), эпицентры приурочены к их границам, то для района XVI они фиксируются в центральной её части.

- [1] Симонов Ю.Г., Спиридонов А.И. Структура и содержание понятия о генезисе рельефа // Генезис рельефа. Новосибирск: Наука, 1998. С. 14-23.
- [2] Зятькова Л.К. Структурная геоморфология Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. 199 с.
- [3] Лапин П.С. Морфологическое моделирование при решении задач современного геоморфогенеза // Проблемы моделирования в геоморфологии. Подходы и методы. - Новосибирск: НГУ, 1990. - С. 40-49.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВОЗРАСТНЫХ РУБЕЖЕЙ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.М. Ларин*, А.А. Сорокин**, А.Б. Котов*, Е.Б. Сальникова*, С.Д. Великославинский*, И.В. Бучко**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, alarin@al7250spb.edu **Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

Восточная окраина Азиатского континента представляет собой арену интенсивного проявления мезозойского магматизма. В ее пределах выделяется ряд вулканических, вулканоплутонических и плутонических поясов: Большехинганский, Умлекано-Огоджинский, Хингано-Охотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Удский, Охотско-Чукотский, природа которых связывается с разными геодинамическими обстановками [3-5, 8, 9, 15]. Расшифровка геодинамических обстановок магматической активности, в конечном счете, раскрытие истории формирования востока Азиатского континента в мезозое невыполнимы без надежной корреляции проявления магматизма в разных частях рассматриваемой территории. Особая роль в решении этой сложной и многогранной проблемы принадлежит сравнительному анализу возрастных рубежей и вещественных особенностей мезозойских магматических комплексов, проявленных в пределах южного обрамления Сибирского кратона и Амурского супертеррейна (АС), разделенных складчатыми структурами восточного сегмента Монголо-Охотского пояса. Природа этих ареалов магматизма до сих пор не выяснена и вызывает оживленные дискуссии [3-5, 7-10, 15 и др.]. Такая неопределенность во многом обусловлена отсутствием необходимого объема геохронологических и петролого-геохимических данных, полученных с помощью современных методов исследования. В последнее время такие данные стали появляться, и они позволяют в первом приближении наметить корреляцию геологических процессов, протекавших в мезозое в пределах указанных геологических структур.

Вдоль северной окраины AC, обращенной к структурам Монголо-Охотского складчатого пояса, в настоящее время можно выделить следующие возрастные уровни мезозойского магматизма [10]:

- около 145 млн лет - комплекс умеренно-щелочных гранитов и гранит-порфиров (магдагачинский комплекс);

- 134-140 млн лет - гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский) комплекс;

- 127-130 млн лет монцодиорит-гранодиоритовый (буриндинский) комплекс;
- 124-126 млн лет андезитовый (талданский) комплекс;
- 115-119 млн лет трахибазальт-риолитовый (галькинский) комплекс;

- 105-95 млн лет – трахибазальт-трахиандезитовый комплекс.

Раннемеловые гранитоидные и близкие им по возрасту андезитовые комплексы в возрастном интервале 145-124 млн. лет по своим геохимическим особенностям соответствуют типичным образованиями активных континентальных окраин. Более поздние трахибазальт-риолитовый и трахибазальт-трахиандезитовый вулканические комплексы конца раннего мела—начала позднего мела (119-95 млн лет) несут определенные геохимические черты внутриплитного происхождения.

Важно подчеркнуть, что близкие возрастные уровни магматизма отмечаются и для северной части Большехинганского вулканоплутонического пояса [16]. Кроме того, во внутренней части АС выявлены трахириолиты и онгориолиты с возрастом 133-136 млн лет [10] и гранитоиды А-типа с возрастом 122-125 млн лет [11, 13, 14].

В южном обрамлении Сибирского кратона отчетливо обособляются два крупных

супертеррейна: Джугджуро-Становой и Селенгино-Становой, разделенные Джелтулакской шовной зоной (ДШЗ). В соответствии с полученными в последние годы геохронологическими данными можно выделить следующие возрастные рубежи проявления магматических и метаморфических процессов.

Для Джугджуро-Станового супертеррейна (ДСС):

- 247-249 млн лет – мафит-ультрамафитовые и мафитовые интрузии (массив Луча и др.);

- 239 млн лет – диорит-кварцево-диоритовый токско-алгоминский-1 комплекс;

- 230 млн лет – дайки диабазов, ассоциирующие с интрузиями токско-алгоминского-1 комплекса;

- 140 млн лет – складчатость, региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой фации, внедрение гранитов позднестанового комплекса;

- 134 млн лет – двуслюдяные граниты таксакандинского комплекса;

- 127 млн лет – гранит-гранодиоритовый тындинско-бакаранский комплекс;

- около 100 млн лет – невачанский комплекс субвулканических гранодиорит-порфиров.

Внедрение позднепермских мафит-ультрамафитовых интрузий происходило в условиях растяжения и, возможно, было спровоцировано деятельностью гигантского Сибирского суперплюма (250 млн лет [12]). Массивы среднетриасового токско-алгоминского-1 комплекса принадлежат к плутонам андезитового ряда и формировались, вероятнее всего, в островодужной обстановке. Они развиты почти исключительно в южной краевой части супертеррейна, интенсивно деформированы и метаморфизованы.

В раннемеловое время вся территория ДСС подверглась региональному метаморфизму и мигматизации в условиях амфиболитовой фации. Синметаморфические реоморфические граниты позднестанового комплекса образуют диапир-плутоны, контролируемые главным образом ДШЗ. Несколько более поздние двуслюдяные гранатсодержащие граниты таксакандинского комплекса по своим геохимическим характеристикам ближе всего соответствуют коллизионным гранитам S-типа.

Крупные эпизональные батолиты тындинско-бакаранского комплекса образуют Удско-Зейский пояс, вероятно, переходящий на востоке в Удско-Мургальскую вулканическую дугу [9]. Эти гранитоиды несут геохимические характеристики гранитоидов активной континентальной окраины. Субвулканические гранодирит-порфиры невачанского комплекса геохимически близки к породам тындинско-бакаранского комплекса. С ними ассоциируют мощные рои даек пестрого состава (диабазы, керсантиты, сиенитпорфиры) северо-восточного простирания.

Для Селенгино-Станового супертеррейна (ССС):

- 236-250 млн лет – щелочные и субщелочные граниты нерчуганского и бичурского комплексов и бимодальные вулканиты куйтунской серии;

- 176 млн лет – диорит-кварцево-диоритовый токско-алгоминский-2 комплекс;

- 164-165 млн лет – граниты тукурингрского и амананского-1 комплексов;

- 150 млн лет - мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузии (массив Веселкинский);

- 136-137 млн лет – гранит-гранодиоритовые батолиты тунгиро-олекминского комплекса;

- 128-132 млн лет – субвулканический амуджиканский и амананский-2 гранодиорит-гранитные комплексы.

Граниты нерчуганского комплекса и трахириолиты куйтунской серии (240-250 млн лет) имеют геохимические черты внутриплитных гранитов и могут быть сопоставлены с гранитоидами, формирующимися в условиях тыловой части активной континентальной окраины. С ними ассоциируют близкие по возрасту (236 млн лет) субще-

лочные граниты бичурского комплекса, имеющие геохимические характеристики посторогенных гранитов.

В среднеюрское время в пределах ССС возобновились субдукционные процессы, сопровождавшиеся формированием гранитоидов комплексов – токско-алгоминского-2, тукурингрского и амананского-1. Гранитоиды первого из них принадлежат к «андезитовому» ряду и по своим геохимическим характеристикам отвечают островодужным образованиям, тогда как более поздние гранитоиды тукурингрского и амананского-1 комплексов близки к гранитам активных континентальных окраин. Необходимо отметить, что более ранние гранитоиды токско-алгоминского-2 комплекса развиты почти исключительно по южной границе ССС, образуя дискретный пояс небольших интенсивно деформированных и метаморфизованных массивов, вытянутых вдоль Монголо-Охотского шва, тогда как относительно слабодеформированные плутоны тукурингрского комплекса формировались преимущественно вдоль ДШЗ.

К настоящему моменту известно лишь об одном проявлении позднемезозойского мафит-ультрамафитового магматизма в пределах Урканского террейна ССС – это массив Веселкинский, формирование которого, вероятно, связано с зоной растяжения в тыловой части активной континентальной окраины.

В раннемеловое время отчетливо выделяются две стадии широкомасштабного магматизма, разделенные фазой складчатости и регионального метаморфизма. С первой связано формирование крупных батолитов тунгиро-олекминского комплекса, а со второй – массивов комплекса амананский-2 и вулканоплутонической амуджиканской ассоциации. Первые два локализованы исключительно в пределах Тунгирского террейна, а последний проявлен в Могочинском террейне. По геохимическим характеристикам они отвечают породам активной континентальной окраины или зрелых островных дуг. При этом плутоны комплекса амананский-2 по возрасту и составу практически идентичны массивам тындинско-бакаранского комплекса ДСС и могут представлять собой западное продолжение Удско-Зейского магматического пояса в структурах ССС.

Вышеизложенное позволяет сформулировать следующие тектонические следствия:

- Отсутствие возрастной корреляции магматизма в пределах крупных континентальных блоков (супертеррейнов) восточной части Азии Амурского, Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового – вплоть до раннемелового времени наводит на мысль, что эти тектонические единицы в палеозое и раннем-среднем мезозое развивались автономно.
- Отсутствие корреляции магматизма между ССС и ДСС до нижнемелового возрастного рубежа свидетельствует о том, что Джелтулакская шовная зона не может иметь древний, раннедокембрийский, возраст, как это традиционно принимается [1, 2, 6].
- Породы большинства раннемезозойских магматических комплексов всех рассмотренных структур обладают достаточно яркими геохимическими признаками субдукционного происхождения (островных дуг, активных континентальных окраин). При этом ареалы раннемезозойского магматизма не имеют единого структурного плана и расположены на значительном удалении от тихоокеанской окраины, что не позволяет связывать их с событиями, происходящими вдоль границы Тихий океанконтинент.
- Можно предположить, что AC, CCC и ДСС в раннемезозойское время были разделены океаническими бассейнами, а магматические комплексы этой эпохи сформировались в результате субдукции океанической литосферы. Но здесь следует помнить о том, что в составе Монголо-Охотского пояса отсутствуют океанические комплексы моложе средней юры, а прогибы, развитые вдоль Монголо-Охотской сутуры

и имеющие, предположительно, орогенную природу, начали формироваться в поздней юре [8-9].

- По мнению А.М. Ларина, закрытие Монголо-Охотского океанического бассейна произошло в раннем мелу, около 140 млн лет назад. Коллизия ССС, ДСС и АС привела к складчатости, высокоградному региональному метаморфизму и формированию реоморфических гранитов позднестанового комплекса. Дальнейшая геологическая история региона связана с событиями вдоль границы Тихий океан–континент. Субдукция океанической литосферы под Сибирский кратон привела к формированию протяженного раннемелового магматического пояса, в котором Удско-Мургальская вулканическая дуга по простиранию переходит в Удско-Зейский плутонический пояс активной континентальной окраины, сшивающий структуры ДСС и ССС. Следует также указать на синхронность раннемелового магматизма не только ДСС и ССС, но и северной окраины АС.
- На среднемеловое время (119-94 млн лет) приходится этап внутриплитного магматизма, охватившего все рассматриваемые структуры.

Исследования выполнены в рамках проекта «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» при поддержке интеграционного проекта Президиумов ДВО РАН и СО РАН № 04-2-0-00-022, а также грантов РФФИ (№ 03-05-64893, 04-05-64810, 05-05-65347, 05-05-64242).

- [1] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб., Благовещенск, Харбин, 1999. 135 с.
- [2] Геология зоны БАМ. Т. 1. Л.: Недра, 1988. 443 с.
- [3] Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655-1669.
- [4] Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545-1562.
- [5] Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. - 1995. - № 5. - С. 68-82.
- [6] Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.
- [7] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 326 с.; Т. 2. 328 с.
- [8] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24-43.
- [9] 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.
- [10] Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2004. - Т. 12, № 6. - С. 38-54.
- [11] Jahn B-M., Wu F., Capdevila R. et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Moutains in the NE China // Lithos. -2001. - V. 59. - P. 171-198.
- [12] Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // Science. - 1992. - V. 258. - P. 1760-1763.
- [13] Chun-Sheng Wei, Yong-Fei Zheng, Zi-Fu Zhao. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of A-type granites in the continental margins of Eastern China // Tectonophysics. - 2000. - V. 328. -P. 205-227.
- [14] Wu F., Sun D., Li H., Jahn B-M., Wilde S.. A-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // Chem. Geol. - 2002. - V. 187. - P. 143-173.
- [15] Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. - Cambridge University Press, 1996. - P. 486-640.
- [16] Fan W., Guo F., Wang Y.-J., Lin G. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, Northeastern China // J. Volcanol. Geotherm. Res. - 2003. - V. 121, № 1-2. - P. 115-135.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ МОНГОЛИИ

К.Г. Леви, А.И. Мирошниченко, В.А. Саньков, О.Ф. Лухнева

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Изучение активных разломов Монголии было начато в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН и продолжалось в течение 1987-1989 гг. Затем, в силу объективных причин, работы были прерваны почти на десять лет и возобновлены в 1998 г., но уже лабораторией современной геодинамики ИЗК СО РАН. За это время был накоплен обширный геологический материал, характеризующий распространенность активных разломов, их кинематические типы и напряженно-деформированное состояние неотектонических структур.

Результатом этих исследований явилась карта активных разломов Монголии, которая сопровождается сведениями о сильных землетрясениях, следами которых являются протяженные сейсмодислокации, картой-врезкой пространственного изменения плотности активных разломов, картой-врезкой напряженно-деформированного состояния. Кроме того, отражена роль активных разломов в проявлении вулканизма и гидротермализма.

На основании имеющихся данных оценен энергетический потенциал активных разломов.



Активные разломы Монголии: 1 – сдвиги, 2 – сбросы, 3 – надвиги, 4 – неустановленной кинематики.

Активизация движений вдоль зон разломов была разной по интенсивности. Наиболее подвижными на кайнозойском этапе эволюции земной коры являются разломы и разломные зоны главным образом C3, CB и широтного простирания. Разломы CB и широтного простирания чаще представлены левосторонними сдвигами, которые обычно сопровождаются сбросовой составляющей. Разломы C3 ориентировки характеризуются в основном правосторонней компонентой смещений со взбросовой составляющей. Меридиональные и близкие к ним по ориентировке разломы наблюдаются в северных и центральных районах Монголии. Большей частью они являются сбросами со сдвиговой компонентой перемещения.

В результате анализа тектонической трещиноватости в зонах разломов установлено, что в пределах монгольской территории наблюдаются сдвиговые, надвиговые, сбросовые и промежуточные типы полей напряжений. Системы активных разломов характеризуются определенным сочетанием типов полей напряжений, ориентацией осей главных нормальных напряжений. В целом во всем регионе ось σ_1 ориентирована в СВ-ЮЗ направлении, ось σ_3 ориентирована на СЗ-ЮВ. Для осей сжатия характерны небольшие углы склонения (0°-10°), для осей растяжения максимум расположен в пределах 50°-70°. Более упорядоченная ориентация субгоризонтальных осей сжатия, по сравнению с существенным разбросом векторов растяжения, позволяет сделать вывод о превалирующей роли сжатия при формировании основных разломных структур Монголии.

СВЯТОНОСИТЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА КАК ИНДИКАТОРНЫЙ ТИП ПОРОД ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ МАНТИЙНОГО И КОРОВОГО МАТЕРИАЛА

В.И. Левицкий^{*}, Л.3. Резницкий^{**}, А.Б. Котов^{***}, В.П. Ковач^{***}, Е.Б. Сальникова^{***}, И.Г. Бараш^{**}, В.М. Макагон^{*}, А.А. Конев^{**}, Г.П. Сандимирова^{*}, М.В. Елизарова^{*}, С.И. Школьник^{**}

> *Иркутск, Институт геохимии СО РАН, vlevit@igc.irk.ru **Иркутск, Институт земной коры СО РАН, garry@crust.irk.ru ***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

Святоноситы – андрадитовые сиениты – широко распространены в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). В нем с востока на запад выделяются Байкальская, Тувинская, Памир–Тянь-Шаньская провинции. Святоноситы являются редким типом пород, и из 50 известных в мире массивов святоноситов половина находится в ЦАСП. Происхождение святоноситов всегда являлось предметом дискуссий ввиду разнообразия их нахождения в различных геологических структурах, наличия четких критериев их отнесения или к безусловно магматическим, или безусловно метасоматическим породам.

Первооткрыватель святоноситов на байкальском п-ове Святой Нос П. Есколя еще в 1913 году отмечал, что они являются продуктом взаимодействия кальцитовых мраморов и гранитных магм [1]. При исследованиях этих пород было установлено, что святоноситы наиболее широко распространены в контактах разнообразных магматических пород (гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов, чарноэндербитов, габброидов, мигматитов, базальтов) с кальцитовыми или доломит-кальцитовыми мраморами, хотя встречаются они и в виде изолированных тел без видимой связи с каким-либо другим типом магматитов. Святоноситы и близкие по составу породы с андрадитовым гранатом известны в массивах ультраосновных пород, ультраосновных пород с карбонатитами и (или) щелочными пегматитами рифейского и палеозойского возрастов в пределах Балтийского, Анабарского, Канадского щитов, в южном складчатом обрамлении фундамента Сибирской платформы. На п-ове Святой Нос известны их дайковые разновидности [1], а в Монголии недавно обнаружены и эффузивные аналоги [2]. Андрадит встречается в некоторых алмазоносных лампроитах Австралии. Среди святоноситов выделяются: 1) породы домагматического этапа, формировавшиеся как метасоматиты до массового появления магматитов, которыми позже могут пересекаться; 2) породы магматического этапа, образующие интрузивные магматические тела, а также представленные эффузивами и дайками; 3) породы постмагматического этапа, замещающие ранние магматические породы, чаще всего габброиды.

В Байкальской провинции святоноситы отмечаются:

1. В виде отдельных тел в кальцитовых и доломит-кальцитовых мраморах в святоносской толще – Марковский и Эскольский массивы (п-ов Святой Нос, Восточное Прибайкалье); в перевальной, харагольской и безымянской свитах слюдянской толщи (Южное Прибайкалье).

2. На контакте чарнокитоидов с мраморами – Мало-Быстринский массив (Южное Прибайкалье).

3. Среди габброидов – Лево-Безымянский, Бурутуйский (Южное Прибайкалье), Верхнекаменский, Гутарский, Малоянгозинский, Сосновский (Восточный. Саян) массивы.

4. На контакте гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса с кальцитовыми

мраморами (Северное Прибайкалье).

5. В нефелиновых и ультракалиевых щелочных массивах (иногда с карбонатитами) – Сыннырский, Бамбуйский (Северо-Восточное Прибайкалье), Ботогольский, Белозиминский (Восточный Саян).

В Тувинской провинции известны породы, близкие по минеральному и химическому составу к святоноситам, локализованные в контактах мраморов с сиенитами и нефелиновыми сиенитами в Дахунурской и Чикчской интрузиях, Патомском массиве Горной Шории.

В Памир-Тянь-Шаньской провинции святоноситы известны:

1) среди нефелиновых сиенитов, приуроченных к контактам габброидов с мраморами (Кукуртский массив, Восточный Памир);

2) в контактах нефелиновых сиенитов с известняками в Туркестанском (Зардалек) и Алайском (Дара-Пиоз) хребтах;

3) в щелочных породах и карбонатитах Восточного Памира (Дункельдык).

Общим для всех массивов святоноситов является то, что их вещественные и структурно-текстурные особенности при сохранении единой петрогеохимической специфики сильно варьируют. Даже в одном обнажении присутствуют переходы от ранних массивных явно метасоматических гранат-пироксеновых скарнов (или, реже, существенно гранатовых) к средне- и (или) крупнозернистым разностям с варьирующими количествами граната, пироксена, плагиоклаза и калишпата и далее к безусловно магматическим секущим автохтонным и аллохтонным породам. Минеральный состав святоноситов довольно однотипен, но характерны широкие колебания количества минерала в породе и составов минералов. Породы сложены гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, высокожелезистым амфиболом, мезопертитовым калиевым полевым шпатом, плагиоклазом. Выделяются разности без нефелина и нефелиновые святоноситы. Типохимические особенности минералов святоноситов (гранатов, пироксенов, амфиболов, полевых шпатов) – повышенные содержания, с одной стороны, Са, а с другой – Ti, Zr, TR, Ba, Sr – отражают обогащение доминирующим элементом протолита и элементами, присущими мантийным источникам.

По общепринятой классификации святоноситы и ассоциирующие с ними породы соответствуют шошонитам, трахибазальтам, монцонитам, латитам, субщелочным диоритам, сиенитам, мариуполитам, нефелиновым фонолитам. По химическому составу святоноситы относятся к натрий-калиевым щелочным породам с повышенной щелочнометалльностью и преобладанием K₂O над Na₂O, очень высокими содержаниями CaO и железа. В щелочных магматических комплексах с существенно натриевой специализацией святоноситы отсутствуют. По петрогеохимическим особенностям гранат- и пироксенсодержащие скарны, по сравнению со святоноситами, характеризуются повышенными содержаниями TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, MnO, Zr, Sn, La, Ce, Nd, Zn, V, Со и пониженными SiO₂, Al₂O₃, щелочами [3]. Наиболее высокие содержания Rb, Ba, La, Ce, Pb, Nd характерны для лейкократовых святоноситов. В лейкократовых и меланократовых разностях содержания K, Sr, Ba, Hf выше, a Cr, Ni, Cu, Rb, Cs, Tl, Pb – ниже кларков земной коры. Вышекларковые концентрации V, Co, Zn. Ge, Y, Zr, Мо присущи ранним меланократовым разностям. В святоноситах четко проявлена литофильная щелочно-циркониево-редкоземельная специфика. Спектры РЗЭ элементов имеют ярко выраженный дифференцированный характер распределения в святоноситах и ассоциирующих с ними породах. Концентрации РЗЭ в ранних меланократовых ассоциациях намного превышают содержания в лейкократовых святоноситах. Святоноситы различных массивов характеризуются довольно близким уровнем содержаний петрогенных и редких элементов. Наблюдаемые различия в содержаниях петрогенных и редких элементов обусловлены региональной геохимической спецификой и особенностями механизмов взаимодействия различных магматических пород (габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, чарнокитоидов, гранитоидов) с вмещающими породами (чаще кальцитсодержащими мраморами и известняками). Общей геохимической особенностью святоноситов являются аномально высокие содержания TiO₂, P₂O₅, Ba, Sr, Zr, TR и низкие Rb, Pb по сравнению с кларками земной коры и кислых пород. В целом такая редкоэлементная специфика присуща образованиям, генетически связанным с мантийными источниками, – карбонатитам, лампроитам, щелочным магматитам.

Возраст святоноситов в различных частях ЦАСП широко варьирует – от 3–15 млн лет до 471 млн лет. Минимальные значения возраста – 3–15 млн лет характерны для святоноситов Кукуртского массива (Восточный Памир). В Южном Прибайкалье (Мало-Быстринский, Бурутуйский и Лево-Безымянский массивы) возраст формирования составляет 471±3 млн лет (Sm-Nd и Rb-Sr методы по минералам); в Восточном Прибайкалье (Эскольский и Марковский массивы) – 261±21 и 273±24 млн лет (Sm-Nd метод по минералам) и 286 млн лет (U-Pb метод по сфену); в Северном Прибайкалье (Конкудеро-Мамаканский комплекс) – 294-296 млн лет (U-Pb метод по сфену). Выявляется три периода их формирования в ЦАСП – раннепалеозойский в Южном Прибайкалье, позднепалеозойско-триасовый в Восточном и Северном Прибайкалье и альпийский на Восточном Памире. Формирование святоноситов в пределах ЦАСП в Южном Прибайкалье по возрасту коррелируется с хамардабанским комплексом гранитоидов; в Восточном Прибайкалье – с баргузинским комплексом, в котором велика доля сиенитов; в Северном Прибайкалье – с сыннырским комплексом, где кроме гранитоидов широко распространены шелочные магматические породы; на Восточном Памире – с комплексом калиевых щелочных пород.

Для святоноситов центральной части оз. Байкал (Марковский массив) получены оценки T_{Nd}(DM) в интервале 1,2-1,4 млрд лет, южной (Мало-Быстринский, Бурутуйский и Лево-Безымянский массивы) – 1,3-1,5 млрд лет и, наконец, северной (Бамбуйский и Согдиондонский массивы) – 1,7-2,0 млрд лет. Другими словами, при приближении к Присаянскому (шарыжалгайскому) краевому выступу фундамента Сибирской платформы и Алданскому щиту наблюдается увеличение Nd модельных возрастов. Sm-Nd изотопная систематика святоноситов ЦАСП свидетельствует о их формировании на коре разного типа. При этом фиксируется значительный перерыв во времени между образованием святоноситов и модельным возрастом коры.

Отношения (87 Sr/ 86 Sr)₀ в святоноситах ЦАСП составляют 0,704045–0,70838. Они варьируют в зависимости от геологического положения и состава контактирующих пород и отражают взаимодействие корового протолита и поступающего мантийного материала. Эти отношения близки к значениям, характерным для образований, связанных с мантийными источниками. В последовательно образующихся сериях пород разных массивов единой направленности не устанавливается, так как существуют различия как в изотопном составе протолита, так и во внедряющихся породах. В конкретных массивах всегда прослеживается возрастание величины (87 Sr/ 86 Sr)₀ вблизи карбонатных пород и уменьшение вблизи габброидов, что указывает на влияние материала протолита на состав вновь образованных гранитоидов, чарнокитов, святоноситов, сиенитов.

Для святоноситов ЦАСП характерна: 1) приуроченность к зонам активизации фундамента во внутриконтинентальных областях; 2) отсутствие связи только с одним определенным типом магматических пород; 3) приуроченность к высококальциевым средам – мраморам, габброидам; 4) смена ранних меланократовых гранатсодержащих ассоциаций более поздними мезолитовыми с гранатом, пироксеном, плагиоклазом, калишпатом и далее лейкократовыми магматическими породами с этими же минералами; 5) влияние субстрата ранних пород на поздние магматические ассоциации; 6) присутствие совместно со святоноситами безгранатовых пироксеновых (или амфиболовых) сиенитов. Глубинные мантийные источники святоноситов отражаются в близости типохимизма минералов к карбонатитовым ассоциациям и в петрогеохимических характеристиках. Переходы от ранних гранатсодержащих меланократовых пород к лейкократовым святоноситам, вариации в составе минералов, присутствие граната не только андрадитового, но, реже, и альмандин-гроссулярового ряда, повышенные величины (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ указывают на влияние материала коры.

Характер распределения редких элементов в святоноситах подчеркивает, с одной стороны, их общую литофильную специфику, а с другой – различия в механизме формирования и соотношении мантийной и коровой компонент при становлении массивов. Это проявляется в вариациях петролого-минералогических и изотопно-геохимических характеристик святоноситов, которые зависят от двух основных факторов: 1) геологического положения массивов в ЦАСП; 2) связи с определенными массивами магматитов – чарноэндербитами, габброидами, нефелиновыми сиенитами, гранитами. Святоноситы связаны с разными магматическими породами, сохраняя черты геохимической специфики последних, но у них есть общие петрогеохимические характеристики, которые могут быть обусловлены влиянием мантийных источников. Полученные данные свидетельствуют о том, что святоноситы образуются при перерастании метасоматического замещения в магматическое под воздействием глубинных мантийных флюидов. Различия в составе святоноситов всегда отражают особенности распределения элементов и их изотопов в процессах взаимодействия протолита (мраморов, габброидов, кристаллических сланцев) с магматитами, варьирующими по составу от гранитов до нефелиновых сиенитов. Формирование святоноситов в Байкальской провинции ЦАСП на ранних этапах (460-475 млн лет) происходило в постколлизионной, а на поздних (260-300 млн лет) - во внутриплитной обстановке, на протяжении 170 млн лет на коре различного типа.

Результаты проведенных исследований указывают на то, что святоноситы являются устойчивым типом магматитов с присущими только им минералого-петрологическими и изотопно-геохимическими характеристиками и однозначно являются индикаторным петротипом пород для выявления механизма и условий взаимодействия корового и мантийного материала. Широкое распространение святоноситов в Байкальской провинции обусловлено, с одной стороны, обилием здесь высококальциевого протолита, а с другой – развитием разнообразного магматизма, связанного с мантийными источниками и проявившегося в постколлизионной и внутриплитной обстановках в широком возрастном интервале.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты, № НШ-768.2003.5), Интеграционного проекта РАН 6.7.2.

- Escola P. On the Igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Overs. Finska Vetensk. Soc, Forhandl. - 1921. - B. LXIII, AVD. A 1. - P. 1 – 101.
- [2] Андреева И.А., Коваленко В.И., Наумов В.Б., Конкова Н.Н. Состав и условия образования силикатных и солевых магм гранатовых сиенит-порфиров святоноситов) карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) // Геохимия. - 2004. - № 6. - С. 579-596.
- [3] Левицкий В.И., Петрова В.И. Эволюция вещества при формировании святоноситов // Геохимия. - 1982. - № 10. - С. 1525-1530.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ БАРГУЗИНСКОГО ТЕРРЕЙНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ИХ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Е.Ф. Летникова*, С.В. Вещева**

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, efletnik@uiggm.nsc.ru **Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vesheva@crust.irk.ru

В структуре Палеоазиатского океана по возрасту осадочного чехла можно выделить два типа микроконтинентов – с венд-кембрийским и рифейским чехлами. В первом случае фундамент микроконтинентов (Тувино-Монгольский, Центрально-Монгольский, Батеневский) в пределах северного сегмента Палеоазиатского океана образовался в предвендскую коллизию в результате аккреции блоков с различным типом коры [1, 6, 8], на которых в дальнейшем началось накопление шельфовых карбонатных и терригенно-карбонатных отложений.

Ко второму типу, возможно, относятся мелкие фрагменты распавшегося в рифее суперконтинента Родинии [2, 8, 11]. Ряд исследователей считают, что ранее они составляли единую активную континентальную окраину Сибирской платформы и в рифее в результате задугового спрединга отделились от Сибирского кратона [4, 10]. В таком случае должна наблюдаться корреляция рифейских разрезов осадочных комплексов крупных континентов, в частности Сибирского, и микроконтинентов (Баргузинского, Сангиленского, Дзабханского, Тарбагатайского, Гаргинского, Муйского и Тувино-Монгольского массивов). Терригенные комплексы микроконтинентов должны наследовать геохимическую специфику источников сноса, т.е. пород фундамента Сибирской платформы, а карбонатные толщи – иметь близкие физико-химические параметры седиментогенеза. Наиболее крупными микроконтинентами в пределах северного сегмента Палеоазиатского океана считаются Тувино-Монгольский и Баргузинский. Если для осадочных комплексов Тувино-Монгольского микроконтинента накоплено достаточно много литологической, биостратиграфической, геохимической и изотопной информации, то осадочные комплексы Баргузинского микроконтинента на настоящий момент остаются «белым пятном» в геологии Восточной Сибири.

В последние годы нами были изучены осадочные серии, относимые к чехлу Баргузинского микроконтинента, – терригенные и карбонатные отложения витимканской серии, карбонатные отложения баргузинской серии и марганцевые руды Икатского месторождения и вмещающие их карбонатные отложения (икатская серия).

Терригенные и карбонатные отложения витимканской серии относятся к чехлу Амалатской глыбы, которая входит в состав Баргузинского микроконтинента. Однако выходов пород докембрийского фундамента Амалатской глыбы на изученной территории не выделено. Все это ставит под сомнение существование Амалатской глыбы как самостоятельной тектонической единицы, относимой к мелким фрагментам древних суперконтинентов. Решение вопроса о составе фундамента Амалатской глыбы возможно не только при непосредственном изучении выходов пород самого фундамента, но и при исследовании перекрывающих их терригенных пород, для которых они являлись источником сноса. Поэтому, с целью реконструкции обстановок седиментогенеза вендкембрийских отложений чехла Амалатской глыбы и восстановления их источников сноса, были изучены терригенные породы якшинской свиты, входящей в состав витимканской серии.

При петрографических исследованиях в разрезе якшинской свиты были выделены и описаны: лититовые песчаники, алевролиты, алевропелиты и пелиты. При этом в ли-

титовых песчаниках обнаружены обломки акцессорного хромита, нередко с хорошо сохранившейся формой кристаллов, что указывает на близость источника сноса ультраосновного состава. Применение классификационных диаграмм показало, что породы якшинской свиты относятся к грауваккам и подразделяются на лититы, вакки, глинистые сланцы. Согласно рассчитанным литохимическим модулям, якшинская свита образована двумя типами пород – силитами и сиаллитами. Породы группы сиаллитов отличаются высокой магнезиальностью (MgO>4 %), что позволяет рассматривать их как обогащенные пирокластическим материалом. Все выделенные литотипы по повышенному значению ФМ (0,20-0,24) распознаются как вулканокластические граувакки.

На тройных диаграммах, для реконструкции состава пород источника сноса, часть отложений якшинской свиты соответствует области рециклированных осадков, другая попадает в поле составов основных пород. При этом петрографическими исследованиями был выявлен ряд минералов, неустойчивых в зоне гипергенеза, – хромит, серпентин, реликты пироксенов, характерных для ультраосновных пород. Таким образом, имеется как минимум три источника сноса для отложений якшинской свиты – осадочные породы, базиты и ультраосновные породы.

Геодинамический режим областей, с которых поставлялся обломочный материал для отложений якшинской свиты на диаграммах М.Р. Бхатия, определяется как островодужный. Дискриминационная диаграмма с координатами SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O Posepa, Корше также показывает, что терригенные породы якшинской свиты накапливались в непосредственной близости от островной дуги.

Тренд распределения РЗЭ терригенных отложений якшинской свиты представлен слабонаклонной кривой с незначительным обогащением LREE относительно HREE. Для всех выделенных литотипов характерна положительная Се аномалия (Ce/Ce*=1,78), которая, вероятнее всего, связана с присутствием в породах хемоорганогенных глин и карбонатных минералов. Для алевролитов, алевропелитов и пелитов типична отрицательная Еu аномалия. Лититовые песчаники якшинской свиты характеризуются отсутствием Eu аномалии (Eu/Eu*=0,93). Подобная особенность считается характерной для вулканогенно-осадочных отложений, образовавшихся за счет андезитов [7], и является унаследованной чертой. Для всех групп терригенных пород якшинской свиты характерно подобие спектров распределения РЗЭ, что свидетельствует о едином источнике сноса материала.

Все это, вместе с результатами петрографических исследований, дает основание считать, что источником материала для образования терригенных пород якшинской свиты послужили основные и ультраосновные породы островной дуги. В данном регионе такими породами могли быть образования офиолитовой ассоциации Байкало-Муйского пояса (БМОП). Так, тренды распределения РЗЭ лититов и андезитов практически идентичны, а тренды распределения РЗЭ остальных выделенных литотипов близки к спектрам РЗЭ базальтов БМОП [3, 9].

Таким образом, питающими провинциями для терригенных отложений якшинской свиты послужили не кристаллические образования докембрийского кратонного фундамента, как предполагалось ранее, а основные и ультраосновные породы, подобные офиолитам Байкало-Муйского пояса.

Аналогичный результат получен и при изучении карбонатных отложений витимканской серии (тилимская свита). Так, при сопоставлении литолого-геохимических характеристик венд-кембрийских карбонатных отложений тилимской свиты, относимой к чехлу Амалатской глыбы, с уже изученными карбонатными комплексами северного сегмента Палеоазиатского океана была обнаружена практически полная их идентичность с одновозрастными карбонатными отложениями чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. Для этих двух комплексов характерен существенно доломитовый состав нижней части разреза, строматолитовые горизонты, к которым стратиграфически приурочены или высокоглиноземистые сланцы, или бокситы, выше по разрезу отмечается наличие фосфоритоносных горизонтов и увеличение доли известняков вверх по разрезу. Геохимические характеристики карбонатных отложений тилимской свиты позволяют судить о тектонически пассивном режиме и отсутствии вулканической деятельности на момент их седиментации. На основе геохимических исследований, основные источники питающих провинций восстанавливаются как породы основного состава. Таким образом, фундамент Амалатской глыбы, по аналогии с Тувино-Монгольским, представляет собой составной рифейский блок существенно базитовой природы.

Исходя из того, что венд-кембрийские карбонатные отложения Тувино-Монгольского микроконтинента на достаточно большой территории имеют свойственные только им отличительные литологические и геохимические особенности [6], возможно ожидать, что и венд-кембрийские карбонатные отложения Баргузинского микроконтинента будут близкими между собой по литологическим и вещественным характеристикам. Таким образом, тилимская свита, как представитель шельфовых отложений, должна хорошо сопоставляться с венд-кебрийскими карбонатными отложениями селенгинской, баргузинской и икатской серий, относимых к чехлу Баргузинского микроконтинента. При этом по характеру распределения редких, рассеянных и РЗЭ достаточно близкие геохимические параметры имеют карбонатные отложения икатской и селенгинской серии, к выходам которых приурочены месторождения и рудопроявления Mn, породы баргузинской серии более схожи с метакарбонатными породами метаморфического комплекса Приольхонья. Так, две последних характеризуются достаточно высокими содержаниями Sr (до 4 000 г/т, в среднем 1500 г/т) и повышенными содержаниями Ва (до 500 г/т). Отложения икатской и селенгинской серии имеют более низкие содержания этих элементов, но при этом отличаются повышенными содержаниями Mn. Источниками сноса для всех изученных отложений послужили породы основного состава. Распределение РЗЭ в карбонатных породах этих четырех комплексов имеет схожие тренды. Отношения LREE/HREE изменяются в интервале от 3,2 до 3,9 и соответствуют задуговым обстановкам накопления. Все вышеперечисленные карбонатные комплексы по своим геохимическим характеристикам отличаются от карбонатных отложений тилимской свиты.

Редкоземельные спектры Mn руд Подикатского месторождения (икатская серия) и Цаганзабинского рудопроявления (метаморфический комплекс Приольхонья) имеют подобные пологие тренды распределения РЗЭ с характерной Еи положительной аномалией. Подобное распределение РЗЭ характерно для осадков, накапливающихся в непосредственной близости от гидротермальных полей, которые оказывают существенное влияние на формирование осадков.

Итак, накопление карбонатных отложений икатской, селенгинской и баргузинской серий происходило в пределах системы задуговых бассейнов. Незначительные различия в геохимических составах этих комплексов, видимо, обусловлены накоплением осадков в различных частях бассейна в зависимости от удаленности от островной дуги и полей развития гидротерм. Таким образом, эти отложения никоим образом не могут быть отнесены к шельфовым отложениям микроконтинентов.

Подводя итог анализа геохимических характеристик карбонатных и терригенных отложений из различных блоков Баргузинского микроконтинента, можно заключить, что ни один из изученных комплексов не может быть отнесен к его чехлу. Лишь карбонатные отложения тилимской свиты могут являться чехлом Амалатской глыбы, которая представляет собой составной террейн, и ее фундамент представлен породами основного и ульраосновного состава. Таким образом, в результате проведенных исследований ни в одном из изученных осадочных комплексов не обнаружены продукты раз-

рушения кратонического материала, и преобладающая часть пород, относимых ранее к чехлу Баргузинского микроконтиента, накапливалась в обстановках системы задуговых бассейнов при активной вулканической и гидротермальной деятельности. Все это ставит под сомнение существование Баргузинского микроконтинента как такового.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 03-05-65030) и ИП СО РАН № 194.

- [1] Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Геологические особенности карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. -1999. Т. 364, № 1. С. 80-83.
- [2] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, №12. - С. 1280-1293.
- [3] Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляров Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С.152-168.
- [4] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: «ПРОБЕЛ-2000», 2004. 192 с.
- [5] Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента: литолого-геохимическая корреляция и особенности седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые. - 2005. - № 2. - С. 167-177.
- [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] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- [8] Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- [9] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса в позднем докембрии (диссертация на соискание ученой степени доктора геологоминералогических наук). – Улан-Удэ, 2002.
- [10] Berzin N.A. Microcontinents at the Siberian convergent-transform margin of the Paleo-Asian ocean // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental marins. Vladivostok. 2004. - Vladivostok: Dalnauka, 2004. - P. 80-82.
- [11] Piper J.D.A. The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Paleopangaea? // Earth Planet. Sci. Lett. - 2000. - V. 176. - P. 131-146.

НОВАЯ КАРТА РАЗЛОМНО-БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ БАРГУЗИНСКОГО РИФТА

О.В. Лунина, А.С. Гладков, Е.В. Плюснина

Иркутск, Институт земной коры CO PAH, lounina@crust.irk.ru

При изучении геодинамической эволюции литосферы большое значение имеет знание ее разломно-блокового строения, так как именно тектонические движения определяют рельеф, скорость и характер осадконакопления и, в определенной степени, особенности проявления магматизма и метаморфизма. В настоящей работе представляется новая карта разломно-блокового строения Баргузинского рифта (рис. 1), являющегося частью Байкальской рифтовой зоны – одной из важнейших кайнозойских структур Центральной Азии.



Рис. 1. Карта разломно-блокового строения Баргузинского рифта и прилегающей территории.

Баргузинский рифт начинается у берегов одноименного залива оз. Байкал и протягивается в северо-восточном направлении до верхнего течения р. Баргузин. На северо-западе его ложе сочленяется с высокими поднятиями Баргузинского хребта, на юго-

востоке оно плавно переходит в склоны Икатского хребта и Голодинских гольцов. Основными бассейнами являются Усть-Баргузинская и Баргузинская впадины, отделенные друг от друга невысокой горной перемычкой – Шаманским отрогом – и сопровождаемые более мелкими впадинами-сателлитами. Наиболее подробное описание основных неотектонических структур и разломов Баргузинского рифта приведено в работах [2, 5], изданных в конце 60-70-х годов прошлого столетия. С тех пор исследования разрывных нарушений в этой части Байкальской рифтовой зоны проводились эпизодически. К настоящему времени созданы определенные предпосылки для картирования активных разломов в пределах рассматриваемой территории на новом уровне. Так, наряду с недавно введенным в практику методом спецкартирования [4], дополненным оригинальными методическими разработками [1], касающимися изучения тектонических деформаций в слабосцементированных и рыхлых отложениях, стало возможным выявлять разрывные нарушения в пределах впадин, заполненных кайнозойскими осадками. Необходимо отметить, что в позднем плейстоце-голоцене в пределах Баргузинского рифта неоднократно происходили сильные разрывообразующие землетрясения с М = 7.6-8 [5, 6], поэтому карта его разломно-блокового строения может быть полезна и в прикладных исследованиях.

Для картирования разломов в пределах Баргузинского рифта была создана сеть точек геолого-структурных и тектонофизических наблюдений на площади от р. Турка на юге-западе до места выхода р. Баргузин из гор на северо-востоке. Всего выполнено 95 точек наблюдений, из которых 47 в осадочных отложениях позднего кайнозоя, выполняющих, главным образом, Баргузинскую и Усть-Баргузинскую впадины, и 48 – в коренных горных породах. Полевые исследования были сосредоточены в основном во впадинах и на их границах с хребтами, так как в пределах горных поднятий активные разломы достаточно хорошо выявляются дистанционными методами на основе линеаментного анализа топографических карт, дешифрирования космоснимков и трехмерных моделей рельефа. Кроме того, разломы в горных поднятиях были откартированы при государственной геологической съемке и показаны на картах, представленных в работе [2]. Все перечисленные данные составили основу для новой карты разломноблокового строения описываемого района (рис. 1). При этом на ней нашли отражение только те разрывные нарушения, которые выражены в рельефе и/или в разрывных и пластических деформациях позднекайнозойских отложений.

Анализ простираний откартированных разломов в Баргузинском рифте показывает, что во впадинах и горном обрамлении разрывная сеть в целом очень схожа (рис. 2).



Рис. 2. Розы-диаграммы простирания разломов Баргузинского рифта и прилегающей территории.



Рис. 3. Положение крупного субмеридионального разлома, выделенного по геофизическим данным, на упрощенном фрагменте карты разломов юга Восточной Сибири.

Преобладающая ориентировка разрывных нарушений в бассейнах (включая ограничивающие их дизъюнктивы) 40-60°, на остальной территории – 30-70°. Разломы других направлений проявлены значительно реже. Среди них северо-западные разрывные нарушения наиболее распространены в Баргузинском хребте, южной части Баргузинской и Усть-Баргузинской впадин, а также вблизи побережья о. Байкал. Субширотные дизъюнктивы хорошо проявляются в Икатском хребте и зачастую прослеживаются далее в Баргузинскую впадину. Разломная структура в виде нескольких достоверно установленных и предполагаемых сегментов аналогичного направления прослеживается севернее Баргузинской впадины в горном обрамлении. Особое место принадлежит субмеридиональным разломам. Они немногочисленны, но большинство из них выстраиваются в широкую зону между примерно 110° и 110°30' в.д., которая пространственно практически совпадает с крупным, разбитым на сегменты, разломом, выделенным по геофизическим данным и показанным на карте разломов юга Восточной Сибири (рис. 3) [3]. Этот крупный разлом на упомянутой карте начинается у границы Монголии и заканчивается в 30 км южнее р. Турка. Можно предполагать, что субмеридиональные разрывные нарушения, откартированные нами, являются частью крупного тектонического линеамента протяженностью более 400 км, который при рифтогенезе был активизирован и еще больше сегментирован. Повидимому, наличие этой линейной неоднородности сыграло существенную роль в структурном оформлении Баргузинской впадины. В центральной части наблюдается заметный изгиб ее оси с северо-восточного направления на меридиональное, которое затем снова возвращается к "байкальскому". Этим же направлениям подчиняются и разломы, ограничивающие борта впадины.

В дальнейшем предполагается усовершенствование карты путем разделения на ней разломов на региональные и ло-
кальные, нанесения информации о кинематике разломов, а также выделения особо опасных в сейсмическом отношении сегментов дизъюнктивов.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 04-05-64148, интеграционного проекта ИГ СО РАН - 101/2003 и программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

- [1] Гладков А.С., Лунина О.В. Трещины в позднекайнозойских отложениях: новые возможности для структурного анализа // ДАН. - 2004. - Т. 398, № 6. - С. 1-4.
- [2] Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В., Рязанов Г.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 124 с.
- [3] Карта разломов юга Восточной Сибири, масштаб 1:1500 000 / Под ред. П.М. Хренова, 1982.
- [4] Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 112-129.
- [5] Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
- [6] Чипизубов А.В., Семенов Р.М., Аржанников С.Г., Смекалин О.П. Новые данные о палеосейсмодислокациях в зоне Баргузинского разлома // ДАН. - 2000. - Т. 372, № 3. - С. 393-396.

ИНДИКАТОРЫ КОЛЛАПСА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ОРОГЕНА В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

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

Иркутск, Институт земной коры CO PAH, mazuk@crust.irk.ru

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяется большое количество позднемезозойских впадин, которые по своим морфологическим особенностям и литодинамическому набору пород соответствуют рифтогенным и, по представлениям Е.Е. Милановского [1, 2], составляют Забайкальско-Восточно-Монгольскую рифтовую систему протяженностью не менее 1500 км при ширине до 1000 км. Их формирование проявилось в основном после аккреционно-коллизионных событий, связанных с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и взаимодействием Палеотихоокеанской и Азиатской литосферных плит. Тектонические движения осуществлялись в течение юрыраннего мела и соответствуют яньшанским тектоническим событиям, охватившим Юго-Восточную Азию. Позднеюрские и раннемеловые грабены и впадины в своем распространении не только охватывают восточную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса на всю ширину, но и местами выходят за его границы, накладываясь на участки его северной (Алдано-Становой щит Сибирского кратона) и южной рамы (северный край Сино-Корейского кратона).

Процесс рифтогенеза в свете ранних воззрений связывался с позднемезозойским детероорогенезом, вызванным немотивированной тектоно-магматической активизацией. В эволюции повторного горообразования выделялось два цикла дифференцированных тектонических движений. По мнению многих исследователей, они начинались деформациями горизонтального растяжения с формированием удлиненных впадин, осложненных сбросами, и односторонних грабенов и завершались деформациями сжатия, при которых структура этих впадин изменялась, а по их бортам возникали надвиги. Первый из этих циклов отвечает ранней и средней юре, а второй – поздней юрераннему мелу. Местами они сливаются в единый сложный цикл.

Ранее при изучении рифтогенеза в пределах рассматриваемой территории основное внимание уделялось анализу впадин и в меньшей мере – примыкающих к ним поднятий. Однако тектонический анализ в пределах Забайкалья показал, что формирование рифтогенных впадин тесно связано со становлением комплексов метаморфических ядер кордильерского типа [3, 4, 5, 6]. Комплексы метаморфических ядер имеют северовосточную ориентировку, и комплементарно им располагаются рифтогенные впадины, выполненные позднеюрскими-раннемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями (рис.). Максимальный размер впадины по длинной оси достигает 180 км при ширине до 30 км (Ингодинская впадина). Глубина погружения фундамента в них при такой сравнительно небольшой ширине составляет около 2000 м. В поперечном сечении для части впадин свойственно асимметричное строение с крутыми северо-западными бортами и реже юго-восточными. Углы падения слоев в контурах впадин чаще всего варьируют от 5 до 30°. Местами на фоне моноклинального падения слоев отмечаются малоамплитудные складки и разрывы, обязанные своим происхождением либо дизъюнктивным нарушениям в фундаменте, либо гравитационным явлениям во время седиментации (оползание по склону впадины). Такие складки чаще всего встречаются в пачках тонкослоистых углисто-глинистых пород. Некоторые впадины осложнены поперечными поднятиями фундамента, в результате чего они распадаются на систему мульд. Впадины выполнены мощными (до 2 км) осадочно-угленосными отложениями лимнического типа с небольшим объемом продуктов вулканической деятельности (от трахибазальтов до трахириолитов). Возраст вулканитов по результатам К-Аг датирования колеблется в пределах 118-122 млн лет. Однако не исключено, что в некоторых впадинах базальные слои могут быть сложены позднеюрскими осадками титонского яруса. В низах разрезов отдельных впадин установлены углеродистые сланцы с обильной морской фауной, так называемые рыбные сланцы. Появление их среди континентальных осадков объясняется кратковременной ингрессией опресненного моря по системе раннемеловых впадин в глубь Забайкалья с востока [7].



Схема распространения комплексов метаморфических ядер, позднемезозойских впадин и позднемезозойских гранитоидов в Забайкалье:

1 - Сибирский кратон, 2 - комплексы метаморфических ядер, 3 - позднеюрскиераннемеловые впадины, 4 - позднемеловые впадины, 5 - позднемезозойские интрузии гранитоидов, 6 - сдвиговые зоны, 7 - локальные разломы.

Кинематический анализ структур, характеризующих становление комплексов метаморфических ядер в Забайкалье, показал, что они формировались в условиях растяжения. Деформация растяжения характеризуется трендом северо-запад-юго-восток. Механизм растяжения реализовался в режиме простого сдвига по зонам глубоко проникающих региональных срывов [4]. При этом было установлено, что тектонический транспорт вещества осуществлялся в юго-восточном направлении, т.е. верхние части тектоностратиграфических разрезов относительно нижних смещались на юго-восток. Такие движения способствовали возникновению листрических сбросов и последующему формированию осадочных бассейнов. Время тектонического экспонирования, определенное по биотиту из пород милонитовых зон обрамления комплекса метаморфических ядер, составляет 112–123 млн лет (Ar-Ar метод). В краевых частях некоторых бассейнов устанавливается надвиговая деформация (например южный фланг Гусиноозерской впадины), которая, вероятно, обусловлена наложением сдвиговых смещений, проявившихся в позднем мелу в процессе вращения Сибирского кратона относительно Забайкалья.

Становление комплексов метаморфических ядер в Забайкалье начало осуществляться после закрытия Монголо-Охотского океана, приведшего к коллизии фрагментов южной окраины Сибирского континента со структурными элементами, составлявшими консолидированную кору большей части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Эти события привели к возникновению Монголо-Охотского орогена, вызванному утолщением континентальной коры. Вследствие утолщения коры создались условия для усиления теплового потока, что способствовало повышению пластичности в корнях возникшего орогена. Это, в свою очередь, предопределило неустойчивость орогена и возникновение регионального поля растяжения, обусловившие последующий распад, который сопровождался формированием комплексов метаморфических ядер и комплементарных им рифтогенных впадин. Следовательно, появление в структурах орогенов структурного парагенезиса комплексов метаморфических ядер и рифтовых впадин является одним из индикаторных признаков коллапса орогенов. Рифтовые впадины подобного типа описываются в литературе [8] как структуры, определяющие тафрогенную стадию развития подвижных поясов, характеризующуюся режимом тангенциального растяжения.

Подобные структуры были установлены в приграничной полосе Южной Монголии и Китая [8] под названием Уаган-Онкх Хаурхан комплекс метаморфического ядра. Возраст тектонического экспонирования ядра, определенный Ar-Ar методом по синкинематическому биотиту, имеет значения 126-129 млн лет, что соответствует раннему мелу. Деформация растяжения ориентировалась по линии северо-запад – юго-восток. В отличие от Забайкалья в данном регионе в орогенические движения вовлекалась консолидированная кора, сформированная в более ранние тектонические циклы развития Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Изложенные выше данные позволяют полагать, что большая часть рифтогенных структур в пределах Забайкальско-Восточно-Монгольской рифтовой системы формировалась в процессе становления комплексов метаморфических ядер, связанных с распадом крупного позднемезозойского орогена. Возникновение орогена было обусловлено субдукционно-коллизионными процессами Палеотихоокеанской и Азиатской литосферных плит и частично закрытием Монголо-Охотского палеоокеана. При этом полого погружающаяся Палеотихоокеанская субдукционная плита проникала далеко под Азиатский континент и обеспечивала повышенный уровень теплового потока в пределах возникшего орогена. Процесс распада орогена мигрировал с запада на восток и от центра к периферии, поэтому возраст комплексов метаморфических ядер и большинства рифтогенных впадин омолаживается в восточном направлении.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 04-05-64148, 05-05-64016, 04-05-64412).

- [1] Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
- [2] Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М.: ВИНИТИ, 1991. 148 с.
- [3] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. и др. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // ДАН. 1994. Т. 339, № 1. С. 83-86.
- [4] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1997. – 182 с.
- [5] Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Беличенко В.Г. Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 10. – С. 1574-1583.
- [6] Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В. и др. Раннемеловой рифтогенез Забайкалья // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, метаморфические и осадочные комплексы, полез-

ные ископаемые. Международная науч. конф. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. – С. 122-125.

- [7] Несов Л.А., Старков А.И. Меловые позвоночные из Гусиноозерской котловины Забайкалья и их значение для определения возраста и условий образования отложений // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 10-19.
- [8] Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- [9] Webb L.E., Graham S.A., Johnos C.I. et al. Occurrence, age, and implication of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, Southern Mongolia // Geology. – 1999. – V. 27, № 2. – P. 143-146.

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕООСТРОВНЫХ ДУГ И ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

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

*Иркутск, Институт геохимии СО РАН **Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Складчатое обрамление Северо-Азиатского кратона имеет сложное гетерогенное строение. В современных схемах оно представляет собой коллаж нескольких террейнов и микроконтинентов, окончательно присоединившихся к кратону в процессе каледонской коллизии [1, 2]. Количество и границы выделенных террейнов у разных авторов различаются. Так, Л.М. Парфенов [1] выделяет в Прибайкалье Муйский, Байкальский и Хамардабанский кратонные, Килянский и Джидинский островодужные террейны, Парамский океанический террейн, а южнее – крупный Баргузинский турбидитный террейн. В.Г. Беличенко [2] объединяет Хамардабанский и Байкальский террейны, а все северо-байкальские относит к Баргузинскому террейну. Реконструкция геодинамических обстановок формирования террейнов производилась, в основном, по литологии слагающих их толщ и отрывочным петрохимическим данным. Поскольку в процессе коллизии все блоки коры претерпели зональный высокоградиентный метаморфизм, считалось, что восстановить природу протолитов невозможно. Однако благодаря установленной изохимичности регионального метаморфизма планомерные геохимические исследования метавулканитов и метаосадков различных террейнов могут обеспечить более обоснованные реконструкции истории их развития и уточнение границ.

Складчатое обрамление юга Сибирской платформы с северо-востока на юго-запад представляет собой цепочку зональных метаморфических комплексов – от патомского, олокитского, нюрундуканского на севере до ольхонского, хамардабанского и слюдянского на юге. Объединяет эти комплексы близость к краю кратона, сложная тектоническая история и, главное, близкий возраст метаморфизма. Имеющиеся в данное время определения возраста метаморфизма дают интервал от 550 до 480 млн лет.

Рассмотрим особенности состава метавулканитов и метаосадков этих комплексов. Патомский комплекс представлен мощной флишоидной толщей метаосадочных пород с широким развитием углеродистых сланцев и высокоглиноземистых метапелитов. Метавулканиты есть только в основании толщи. Они представлены метабазальтами медвежевской свиты. Выше по разрезу толщи встречаются параамфиболиты (анангрская свита), которые можно интерпретировать как туфовые продукты вулканической деятельности с примесью карбонатного материала. Эта толща отлагалась на пассивной окраине Сибирского континента [1], начальной стадией образования которой были излияния основных пород, имеющих геохимические характеристики, промежуточные между платобазальтами и базальтами COX [3]. Возрастной интервал отложения осадков патомской толщи по разным данным 1100-650 млн лет [3]. В Олокитском прогибе в низах разреза залегают метабазальты тыйской свиты, геохимического аналога медвежевской свиты. В верхней части существенно метаосадочной олокитской серии значительную роль играют эффузивы асектамурской и иняптукской свит с возрастом 670 млн лет, которые могли служить источником туфового материала параамфиболитов.

На породы олокитской структуры надвинута пластина отложений нюрундуканской серии (по [1] Килянский террейн). Она сложена метабазальтами с многочисленными массивами анортозитов, габброидов и перидотитов и трактуется как протоофиолитовый пояс [4]. По геохимическим особенностям метабазальтов и габброидов – спектрам РЗЭ, уровням содержаний и соотношениям K, Ti, Sr, Ni и Cr (рис.) – они в большей степени соответствуют базальтам юных океанических островных дуг и спрединговых зон задуговых бассейнов. Почти полное отсутствие осадочных пород свидетельствует также в пользу такого предположения. Состав данной толщи – главное доказательство существования здесь, в верхах рифея, Палеоазиатского океана, его окраинного моря и океанической островной дуги. Возраст габброидов Тонкого мыса по данным Sm-Nd метода – 618 млн лет [5]. Метаморфизм этих пород меняется от пренитпумпеллиитовой до амфиболитовой фации с развитием плагиомигматитов и плагиогранитных массивов. Но встречаются небольшие тектонические блоки, повернутые относительно общего простирания пород и метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, например Богучанский блок. Его двупироксеновые сланцы по составу отвечают базальтам океанических островов и имеют несколько более древний возраст [5]. Далее к юго-западу, на западном берегу Байкала, расположен Кочериковский блок метагаббро с плагиогранитами. По составу габбро и метабазальты этого блока [6] совпадают с таковыми в нюрундуканской толще, но обогащены Ni и Cr (рис.).



Средние составы метамагматических пород разных толщ. Метабазальты: 1 – патомской, 2 – нюрундуканской, 3 – Кочериковского блока, 4 – ольхонской, 5 – слюдянской, 6 – ангинской, 7 – таланчанской, 8 – богучанского блока. Габбро: 9 – нюрундуканские и кочериковские, 10 – Озерского и Бугульдейского массивов; 11 – метадиориты Цаганзабинской и Маломорской зон Приольхонья; 12 – метаандезиты ангинской и таланчанской толщ.

Осадочно-вулканогенная толща Приольхонья и о-ва Ольхон (Байкальский или Хамардабанский террейн), представленная коллажем тектонических пластин, отчетливо делится на три зоны: северную Маломорскую, Центральную и южную Цаганзабинскую. Центральная сложена ольхонской серией и состоит из так называемых купольных зон - интенсивно гранитизированных пачек биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов, реликты которых хорошо прослеживаются среди гранитогнейсов. Они обрамлены амфиболитами, пачками переслаивания мраморов, кварцитов и диопсид-скаполитовых сланцев. Состав амфиболитов отвечает толеитовым базальтам несколько повышенной относительно COX железистости, но с низким Sr. Ближе всего они сопоставимы с базальтами окраинных морей. Гнейсы по геохимическим признакам попадают на диаграмме Бхатия в поле граувакк тех же окраинных морей. Диопсидовые сланцы по составу отвечают туффитам (туфы основных пород с примесью карбонатного материала). Мра-

моры и кварциты богаты примесью углеродистого вещества и по набору элементовпримесей (Mo, Ag, U) аналогичны черным сланцам, накапливающимся в морском бассейне с застойным режимом.

Метавулканиты и метаосадки Маломорской и Цаганзабинской зон имеют иные геохимические характеристики. Амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы на всех дискриминационных диаграммах попадают в поля базальтов – андезитов зрелых островных дуг с низкими содержаниями элементов группы железа, Nb, но высоким Sr (рис.) и сходным с островодужными андезитами распределением REE. Встречаются линзы щелочных базальтов, сопряженные с корами выветривания по ним, что свидетельствует о наземном характере излияний. Такие вулканиты характерны для тыловых

зон островных дуг. В южной и северной зонах Приольхонья развиты интрузивные аналоги островодужных вулканитов. Это многофазные массивы габбродиорит-диорит-гранодиоритового и гранодиорит-гранитного состава (Крестовский и Аральский), а также пластинообразные интрузии субщелочных и расслоенных габбро (Озерский и Бугульдейский массивы). По геохимическим параметрам они также ложатся в поля островодужных образований (см. рис.). Метаосадки в этих зонах литологически похожи на осадки в ольхонской серии, но не содержат углистого вещества, богаты Мп (вплоть до гондитов), Ва, Р. Они формировались в более окислительной обстановке на склонах островной дуги.

Геохимическими исследованиями пород таланчанской и святоносской толщ восточного берега оз. Байкал показано, что породы п-ва Святой Нос являются бесспорным продолжением ольхонской серии [7]. Амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитамфиболовые гнейсы таланчанской серии, составлявшие до развития мигматизации главный ее объем, реставрируются как вулканиты островодужного типа, аналогичные ангинским метабазальтам – метаандезитам (рис.). Спорные по генезису кислые породы похожи на метаграувакки, но также андезит-дацитового состава. Эта толща из очевидных осадков содержит только редкие пласты мраморов. Видимо, она отвечала главной, вулканической части островной дуги, северный склон которой реставрируется в Приольхонье.

Слюдянская серия Хамардабанского террейна, метаморфизованная в условиях гранулитовой фации, по геохимическим чертам и основных сланцев, и метаосадочных пород сопоставляется с ольхонской серией Ольхонского региона. Метабазальты здесь относятся к толеитам окраинно-морского типа (рис.), мраморы и кварциты имеют такую же, как и в Приольхонье, редкую Cr-V минерализацию [8]. Однако метаграувакки Слюдянки, имея андезитовый состав, аномально обогащены Ва, Cr и Ni по сравнению с метаграувакками Приольхонья, что свидетельствует о наличии двух источников - гранулитогнейсового и ультраосновного материала [9]. Хангарульская серия в отличие от ангинской и таланчанской толщ не содержит метавулканитов, но ее нижняя харагольская свита по петрогеохимическим данным содержит большой объем метатуффитов андезитового состава [10], сходных с вулканитами указанных толщ. Они могли быть отложениями пирокластики в преддуговом бассейне при извержениях в пределах Ольхонско-Таланчанской островной дуги. Верхняя безымянская свита, как и лежащая выше хамардабанская серия, сложена флишоидной амагматичной толщей пород. Безымянская свита имеет согласную границу с харагольской и отлагалась, видимо, после окончания вулканизма дуги и, судя по составу метаграувакк, вследствие ее эрозии [11]. Характер ее границы с корниловской свитой хамардабанской серии не выяснен вследствие близкой литологии и высокого метаморфизма.

Таким образом, детальное изучение состава пород метаморфических комплексов Прибайкалья дает основание выделять толщи, сформировавшиеся в островодужных обстановках различных стадий зрелости и фрагментов вулканогенно-осадочных комплексов задуговых и преддуговых бассейнов. В Северном Прибайкалье к зоне образований пассивной окраины тектонически примыкает Килянский (Байкало-Муйский) террейн, сформированный в обстановке океанических островных дуг и их задуговых бассейнов с минимумом осадков. С севера он оконтурен зоной тектонического меланжа на границе с олокитской серией. Близкий по составу Кочериковский блок, возможно, представляет собой фрагмент спрединговой зоны окраинного моря. Южнее примыкают пластины ольхонского, таланчанского и слюдянского комплексов, которые формировались в обстановках задугового бассейна (слюдянская, ольхонская и святоносская толщи), развитой островной стровной дуги (ангинская и таланчанская толщи) и преддугового бассейна (хангарульская серия). Их следует относить к единому Хамардабан-

скому террейну. Флишоидные амагматичные отложения хамардабанской серии включают алюмосиликатную корниловскую свиту, основную шубутуйскую, представленную продуктами разрушения основных-ультраосновных пород (океанических островов?), и существенно карбонатную, геохимически не изученную, зунмуринскую свиту на границе с Джидинским террейном. Предстоит еще сопоставить составы пород хамардабанской толщи с реликтами метаморфических пород Баргузинского террейна. Л.М. Парфенов считает его турбидитным, но геохимических данных по нему пока нет, и неясны его границы и объем. Для выяснения границ и истории развития Баргузинского и Джидинского террейнов требуются адекватные геохимические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-64217).

- [1] Парфенов Л.М., Булгатов А.М., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996.- Т. 15, № 4.- С.3-15.
- [2] Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. - 1993. - Т. 35, № 7-8. -С. 29-40.
- [3] 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 (в печати).
- [4] Клитин К.А., Павлова Т.Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области // ДАН СССР. 1974. Т. 215, № 2. С. 413-418.
- [5] Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья // ДАН. 1993. Т. 332, № 4. С. 486-490.
- [6] Макрыгина В.А., Петрова З.И. Корреляция основного магматизма в литосферных блоках Западного и Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 414-427.
- [7] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Находка Cr-V минералов в мраморах и кварцитах п-ва Святой Нос // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1441-1449.
- [8] Резницкий Л.З., Скляров Е.В., Ущаповская З.Ф. Минералы хрома и ванадия в слюдянском кристаллическом комплексе (Южное Прибайкалье) // Метаморфические образования докембрия в Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 64-73.
- [9] Петрова З.И., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А. Геохимические параметры метатерригенных пород слюдянской серии как индикаторы источника и условий формирования протолита (ЮЗ Прибайкалье) // Геохимия. 2002. № 4. С. 399-410.
- [10] 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.
- [11] Петрова З.И., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Геохимия метаграувакк в южном обрамлении Сибирской платформы и их значение для палеогеодинамических реконструкций // Геохимия. - 2005. - № 5. - С. 485-502.

СИБИРЬ – ЛАВРЕНТИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ РОДИНИИ: ОБОБЩЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Д.В. Метелкин, А.Ю. Казанский

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

В современных тектонических и геодинамических реконструкциях мезо-, неопротерозойского этапа геологической истории господствующей идеей является гипотеза существования единого суперконтинента – Родиния. Предполагается, что суперконтинент был собран в результате гренвиллских коллизионных событий на рубеже 1.0-1.2 млрд лет назад, а его распад происходил в неопротерозое в интервале от 850 до 700 млн лет назад. В традиционных моделях строения суперконтинента центральное положение занимает Северо-Американский кратон – Лаврентия, который составляет "ядро" Родинии. Большинство исследователей полагают, что кратоны Восточной Гондваны – Австралия, Антарктида, Индия, Южно-Китайский – были расположены вдоль западной (в современных координатах) окраины Лаврентии. Балтика и Амазония наряду с более мелкими массивами Африканского континента формировали коллаж блоков с восточной стороны Лаврентии. Однако при всей привлекательности этой гипотезы, ее обоснование до сих пор не является достаточно убедительным. Анализ имеющихся данных свидетельствует о вероятной тектонической связи Сибирского кратона и Лаврентии в структуре суперконтинента, однако их взаимное расположение и конфигурация в разных моделях существенно различаются [1]. Новые палеомагнитные данные, полученные для ряда неопротерозойских геологических комплексов северной и юго-западной окраин Сибирской платформы (табл.), позволяют внести ограничения на положение Сибирского кратона по отношению к другим континентальным блокам, входящим в состав Родинии. Одной из наиболее острых проблем, связанных с интерпретацией палеомагнитных данных по докембрию Сибири, является неоднозначность выбора полярности палеомагнитных направлений. Традиционно в качестве северных полюсов Сибирской платформы в мезо-неопротерозое вслед за [2] приняты полюсы, расположенные в южном полушарии, надстраивающие фанерозойский тренд КДП Сибири на восток. Это предполагает инвертированное положение Сибирского кратона в неопротерозое таким образом, что таймырская окраина Сибири обращена к канадской окраине Лаврентии [3]. Проведенные палеомагнитные исследования вулканогенных серий Центрального Таймыра, возраст которых в настоящее время по данным U-Pb датирования оценивается в 960 млн лет, свидетельствуют о том, что уже с рубежа мезо-неопротерозоя в непосредственной близости от таймырской окраины Сибирского кратона функционировала островная дуга, реликты которой сохранены в современной структуре района оз. Трех Сестер на востоке Центрально-Таймырского аккреционного пояса. Эти данные не позволяют принять модели строения суперконтинента Родиния, в которых предполагается обращенное положение Сибири, поскольку островодужная система должна располагаться между Сибирью и Лаврентией. Придерживаясь точки зрения о неинвертированном положении Сибири в конце мезопротерозоя-неопротерозое, за направления прямой полярности на это время необходимо принять "нетрадиционные" для Сибири направления западного склонения и положение северных палеомагнитных полюсов, полученных ранее для конца мезопротерозоя [4], которое должно быть обращенным по сравнению с традиционной моделью. Соответственно докембрийский тренд КДП Сибири должен надстраивать фанерозойский не на восток, как это принято ранее [2], а на запад [5]. При такой интерпретации неопротерозойские полюсы Сибири (табл.) образуют закономерный тренд, сопоставимый с соответствующим рядом палеомагнитных полюсов Лаврентии. Для построения тренда КДП Лаврентии проведена компиляция палеомагнитных данных, предложенных в [1, 3, 6], на основе которой предполагается кажущееся смещение полюсов Лаврентии по часовой стрелке. Важным элементом

| П. | 0 FT 0177 | возраст | возраст полюс (млн лет) Ф Л А ₉₅ | | | 00000 000 | |
|----|--|-----------|--|-------|-----------------|-----------------------------|--|
| П. | OOBERT | (млн лет) | | | A ₉₅ | автор, год | |
| 1 | малгинская свита, Учуро-Майский р-он | 1045±20 | 25.4 | 50.4 | 2.6 | Павлов, Галле, 1999 | |
| 2 | лахандинская серия, Учуро- Майский р-он | 1000-1030 | 13.3 | 23.2 | 10.7 | Павлов и др., 2000 | |
| 3 | Уйская серия, включая кандыкские силлы, Учуро-Майский р-он | 950-1000 | 4.9 | 357.7 | 4.3 | Павлов и др., 2002 | |
| 4 | метавулканиты, оз. Трех Сестер, Центральный Таймыр | ~ 960 | 17.8 | 326.8 | 4.0 | Metelkin, Vernikovsky, 2003 | |
| 5 | карагасская серия, Бирюсинское Присаянье | 850-720 | 6.3 | 290.7 | 18.9 | Метелкин и др., 2005 | |
| 6 | нерсинский дайко-силловый ком- плекс, Бирюсинское Присаянье | 780-720 | 22.7 | 309.8 | 9.6 | Метелкин и др., 2005 | |
| 7 | ведугинский дайко-силловый ком- плекс, Енисейский кряж | 780-720 | 18.3 | 309.8 | 4.7 | Лавренчук и др., 2005 | |
| 8 | красноцветные песчаники, р. Лена, Прибайкалье | 650-580 | 2.7 | 348.2 | 7.4 | Pisarevsky et al., 2000 | |
| 9 | осадочные породы, Прибайкаль- ский прогиб | 750-650 | -2.7 | 9.9 | 9.0 | Постников и др., 2004 | |
| 10 | метавулканиты, Предивинский террейн, Южно-Енисейский кряж | 637±5.7 | -8.2 | 7.7 | 4.7 | Метелкин и др., 2004 | |
| 11 | шаманская свита, Байкало- Патомская зона | 650-545 | -32.0 | 71.1 | 9.8 | Kravchinsky et al., 2001 | |
| 12 | миньская свита, Байкало- Патомская зона | 650-545 | -33.7 | 37.2 | 11.2 | Kravchinsky et al., 2001 | |
| 13 | карбонатные породы, Игарский р-он | 560-545 | -33.4 | 45.6 | 12.7 | Казанский, 2002 | |
| 14 | карбонатные породы, Лена-Анабарский р-он | 560-545 | -28.0 | 66.5 | 8.2 | Казанский, 2002 | |

Позднемезопротерозойские-неопротерозойские палеомагнитные полюсы Сибирской платформы

в построенных трендах кажущегося движения полюса Сибири и Лаврентии является характерная неопротерозойская петля [5]. Сходство в форме траекторий КДП свидетельствует в пользу единого стиля перемещений этих кратонов в интервале 1000-700 млн лет, что указывает на возможность соседствующего положения Сибири и Лаврентии в составе суперконтинента Родиния. Наилучшее совпадение позднемезопротерозойского интервала ТКДП Сибири и Лаврентии достигается эйлеровым поворотом на 150 градусов вокруг точки с координатами 77° с.ш. 115° в.д. (рис.). При таком повороте западная окраина Сибири надстраивает западную окраину Лаврентии в северном направлении. Однако неопротерозойские (850-700 млн лет) сегменты ТКДП при этом сдвинуты друг от друга вдоль широты на расстояние до ~45°. Это дает основание предполагать возможность существования крупной сдвиговой зоны левосторонней кинематики между южной окраиной Сибири и северной окраиной Лаврентии в течение неопротерозоя до момента полного обособления этих кратонов ~ 750-700 млн лет назад. Выявленные закономерности в распределении палеомагнитных полюсов Сибири и Лаврентии в совокупности с имеющимися геологическими и геохронологическими данными позволяют предложить следующую модель тектонической эволюции Сибирского кратона в неопротерозое.



Сравнение положения мезо-неопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибири (цифры в кружках соответствуют порядковому номеру полюса в табл.) и Лаврентии после поворота на указанный в тексте угол.

В конце мезопротерозоя на рубеже 1000 млн лет Сибирь и Лаврентия могли представлять собой единую часть суперконтинента Родиния. Сибирь располагалась к востоку от Лаврентии, и их современные западные окраины, надстраивая друг друга, имели субширотное (B-C-B) простирание в районе 0°-10°ю.ш. В начале неопротерозоя система Сибирь-Лаврентия имела южный дрейф с постепенным поворотом против часовой стрелки. Такая кинематика движения плит могла способствовать формированию левосторонней сдвиговой зоны между Сибирским кратоном и Лаврентией. Рассчитанная скорость дрейфа Сибирского кратона в течение всего неопротерозоя не выше 10-12 см/год, что сопоставимо с современными скоростями движения плит. К первым комплексам, отвечающим инициальной стадии рифтогенеза на юге Сибири, можно отнести дайки и силлы в осадочных последовательностях уйской серии Учуро-Майского района с возрастом 950-1000 млн лет [7]. Близкий возраст имеют офиолитовые комплексы Байкало-Муйского пояса [8]. Вероятно, обособление Сибирского континента и Лаврентии началось уже в это время. Раскрытие бассейна, по нашему мнению, происходило постепенно с востока на запад в современных координатах Сибири, наподобие современного Красноморского рифта, но при существенной сдвиговой компоненте. Такой геодинамической обстановке могло способствовать формирование субдукционной зоны на таймырской окраине Сибири, где активный островодужный вулканизм отмечается уже с рубежа 960 млн лет назад.

Приблизительно 900 млн лет назад система Сибирь-Лаврентия, достигнув умеренных широт южного полушария, могла сменить направление дрейфа на северное, а несколько позже меняется и направление вращения континентов. С рубежа около 850 млн лет назад и до позднего неопротерозоя Сибирский кратон испытывает слабое (около 1°/млн лет) смещение по часовой стрелке, при том же левостороннем сдвиговом перемещении относительно Лаврентии. Полное разделение континентов Сибирь и Лаврентия, вероятно, связано с интервалом 750-700 млн лет. С этого времени скоростные характеристики движения кратонов начинают существенно различаться. Стадии раскола континентальной коры этого рубежа могут отвечать дайки и силлы юго-западной окраины Сибирского кратона [9]. К этому времени по предлагаемой модели Сибирский кратон был сдвинут относительно Лаврентии на расстояние около 2 тыс. км и его юго-западный край находился в непосредственной близости от северной окраины Гренландии.

К началу венда происходит аккреция и обдукция островных дуг Центрального Таймыра, формирование Центрально-Таймырского аккреционного пояса, формирование островодужной системы к западу, северо-западу (в современных координатах) от окраины Ангарского пояса Сибири. Эти процессы свидетельствуют об окончательном обособлении Лаврентии и Сибири. В итоге, в вендское время континенты имеют независимую друг от друга историю.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта СО РАН 6.7.4., при поддержке Фонда содействия отечественной науке, гранта Президента России МК-4334.2004.5, а также Рособразования, проект 8283 программы «Развитие научного потенциала высшей школы».

[1] Pisarevsky S.A., Natapov L.M. Siberia and Rodinia // Tectonophysics. - 2003. - 375. P. 221-245.

- [2] Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // Earth Sci. Rev. 1998. 43. P. 1-24.
- [3] Meert J.G., Torsvik T.H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia reviseted // Tectonophysics. – 2003. – 375. – P. 261-288.
- [4] Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацилло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. – 2002. – 4. – С. 26-41.
- [5] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Белоносов И.В. Сибирский кратон в структуре суперконтинента Родиния: анализ палеомагнитных данных // ДАН. 2005. Т. 404, № 3. (в печати)
- [6] Weil A.B., Van der Voo R., MacNiocaill C., Meert J.G. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. – 1998. – 154. – P. 13–24.
- [7] Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from Southeast Siberia and its bearing in the Laurentia-Siberia connection // Earth Plan. Sci. Lett. 1998. 164. P. 409-420.
- [8] Khain E.V. Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precam. Res. 2003. 122, 1-4. P. 329-358.
- [9] Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (Southern Siberian craton) // Precam. Res. 2003. 122, 1-4. P. 359-377.

ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

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

*Иркутск, Институт геохимии CO PAH, mekhonos@igc.irk.ru **Улан-Удэ, Геологический институт CO PAH, magma@byrgin.ru ***Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ CO PAH, serkhrom@uiggm.nsc.ru ****Новосибирск, Аналитический центр ОИГГМ CO PAH, travin@uiggm.nsc.ru

Базит-ультрабазитовый магматизм различной геохимической специализации и геодинамической природы сопровождает все стадии развития Палеоазиатского океана от его раскрытия до закрытия, сопровождающегося коллизионными явлениями, коллапсом горно-складчатых сооружений и последующими проявлениями плюмовых воздействий [1]. Комплексное изучение продуктов базит-ультрабазитового магматизма в выступах фундамента Сибирского кратона и в его складчатом обрамлении, которое представляет собой коллаж разновозрастных террейнов (рис.), таких, как Ольхонский, Хамардабанский, Баргузинский, Джидинский, Итакский, Еравнинский, Тувино-Монгольский, Байкало-Муйский, Дербинский, Канский, Хамсаринский, Хойтоокинский [2, 3] и, как мы считаем, Алхадырский, показало, что они являются образованиями, отражающими тектонические этапы развития структуры. В каждом из этих террейнов более или менее наглядно проявлены магматические комплексы различных геодинамических обстановок. Например, в Джидинском и Тувино-Монгольском сохранились практически в первозданном виде блоки океанической коры, представленные полным офиолитовым разрезом, и островодужные комплексы венд-кембрийского возраста. Используя их в качестве эталонов, мы можем реставрировать историю образования террейнов, подвергшихся почти полной переработке последующими эндогенными процессами, по реликтовым ассоциациям пород [4].

Установлено, что фрагменты офиолитовых комплексов наблюдаются в виде реликтовых будинообразных тел гипербазитов и пространственно сопряженных с ними пластовых тел базальтоидов, представленных в настоящее время амфиболитами и основными гранулитами в Ольхонском (Чернорудская гранулитовая зона, Шидинская и "главная сдвиговая" зоны), Алхадырском (Ийско-Кукшерский прогиб), Дербинском (Ашкасохский прогиб), Канском, Баргузинском и Байкало-Муйском террейнах [5-7]. Это линзовидные или округлые тела в виде будин, вмещающими породами для которых являются мраморы, амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы. Гипербазитовые будины конформны по отношению к вмещающей метаморфической толще, однако имеют с ней реакционные взаимоотношения с образованием высокотемпературных магнезиальных скарнов с высокопиропистым гранатом, магнезиальными энстатитом, диопсидом, паргаситом, флогопитом, шпинелью и метасоматитов с куммингтонитом и бруситом. Судя по петрохимическим данным, гипербазиты отвечают реститовым образованиям офиолитовых комплексов с минимальными концентрациями Ti, Al, Ca, K, a метабазальтоиды относятся к MORB-типу. Спектры редкоземельных элементов в гипербазитах имеют типичные для таких пород корытообразные кривые с хондритовыми отношениями меньше единицы.

Наиболее широкое распространение в южном обрамлении Сибирского кратона имеют островодужные комплексы [8, 9]. Они представлены как эффузивными, так и интрузивными образованиями. Выделяются четыре разновозрастных этапа островодужного магматизма [10]. Но с раскрытием Палеоазиатского океана связаны, очевидно,

только два из них, отвечающие вендскому и венд-кембрийскому возрастным рубежам. На основе петролого-геохимических данных к продуктам островодужного магматизма мы относим часть дифференцированных габброидных массивов Приольхонья – Бугульдейский, Харикта, Загалмайский, на восточном берегу озера Байкал – Метешихинский, Острая Сопка, Шильдырхейский и в Восточном Саяне, на стыке Хамсаринского и Дербинского террейнов, - Ханский, Демир-Тайгинский и др. Особенностью химизма пород является низкая щелочность, единые тренды и значительные колебания содержаний SiO₂, MgO, TiO₂, CaO и Sr. Распределение редкоземельных элементов характеризуется сходными очертаниями спектров с европиевыми аномалиями. Для габброидов характерны невысокий уровень содержаний РЗЭ, с величиной La_N/Yb_N отношения, близкой к 1, небольшое увеличение уровня РЗЭ от лантана к самарию и снижение - от гадолиния к лютецию, с чётко выраженной положительной европиевой аномалией. В пироксенитах наблюдается более высокий уровень концентраций РЗЭ и отрицательная европиевая аномалия. Наиболее низкие концентрации РЗЭ отмечаются в перидотитах, с уровнем содержаний, близким к хондриту С1, и небольшим европиевым максимумом. Эти интрузии обладают повышенными концентрациями стронция и низкими – никеля и хрома.



Схема размещения базит-ультрабазитовых массивов в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Условные обозначения: 1-4 – Сибирский кратон: 1 - осадочный чехол, 2 – выходы фундамента, 3 – зеленокаменный пояс, 4 – интракратонный прогиб; 5 – базит-ультрабазитовые массивы (вне масштаба) или их группы, цифрой в кружке обозначены: 1 – Лысанская группа, 2 – Ханская группа, 3 – Казырская группа, 4 – Хаагтыгойская группа, 5 – Хойтоокинская группа, 6 – Слюдянская группа, 7 – Метешихинская группа, 8 – Арсентьевская группа, 9 – Приольхонская группа, 10 – Урбиканская группа, 11 – группа Северного Прибайкалья, 12 – Довыренский массив, 13 – Малозадойская группа, 14 – Арбанская группа, 15 – Барбитайская группа, 16 – Монкресский массив, 17 – Малотагульский массив, 18 – Идарская группа.

Буквами обозначены террейны (по [2, 3]): А – Алхадырский, К – Канский, Д – Дербинский, Хс – Хамсаринский, ХО – Хойтоокинский, БК- Бельско-Китойский, ТМ – Тувино-Монгольский, ХД – Хамардабанский, Ик – Икатский, Ол – Ольхонский, Бр – Баргузинский, БМ – Байкало-Муйский.

В большинстве структурных зон наблюдаются выходы крупных массивов высокотитанистых, высокоглиноземистых габброидов. Часть из них, как отмечалось А.Э. Изохом с соавторами [8, 10], является типичными представителями тыловых частей островных дуг. Это Жомболокский, Хаагтыкойский, Якутский (650 млн лет) и др. массивы. При умеренно щелочном характере, повышенном содержании титана и фосфора эти интрузии имеют невысокие концентрации ниобия, тантала, циркония и гафния и уровень содержаний редкоземельных элементов от 10 до 100 хондритовых отношений. Другая группа высокотитанистых массивов характеризуется, помимо повышенной щелочности, высокими концентрациями редкоземельных элементов, ниобия, тантала, стронция и особенно бария. Эти массивы почти всегда сопровождаются интрузиями сиенитов, возможно генетически с ними связанных. Возраст этих массивов более молодой (370-280 млн лет), и их формирование связано с постколлизионным плюмовым магматизмом, который происходил после закрытия Палеоазиатского океана [11]. К ним относятся в Восточном Прибайкалье такие массивы, как Арсентьевский, Оронгойский, Большереченский, Снежнинский, Малоосиновский, а в центральной части Восточного Саяна – Казырский и Лысанская группа массивов.

Установлено, что геохимическая специализация базит-ультрабазитовых комплексов позволяет судить о степени зрелости коры различных тектонических блоков (террейнов). Уменьшение содержаний когерентных элементов и увеличение концентраций некогерентных в породах базит-ультрабазитовых комплексов связаны с переходом коры от океанической к континентальной, с процессами взаимодействия исходных магм с коровым материалом или вызваны влиянием мантийных плюмовых источников, приводящих к резкому увеличению в породах одновременно таких элементов, как барий, стронций, лёгкие редкие земли, ниобий, тантал. В этом видится индикаторная роль базит-ультрабазитовых комплексов в интерпретации геодинамической природы тектонических структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН (проект № 6.7.2.) и РФФИ (гранты № 05-05-97246 и 05-05-64438).

- [1] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Глубинная геодинамика и магматизм коллизионных орогенов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 43-46.
- [2] Беличенко В.Г., Гелетий Н.К. К проблеме выделения Баргузинского микроконтинента в Палеоазиатском океане // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 30-34.
- [3] Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15, № 4. С. 3-16.
- [4] Мехоношин А.С. Базит-ультрабазитовые комплексы складчатых областей индикаторы геодинамических обстановок // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. - С. 222-227.
- [5] Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Орсоев Д.А. Базит-ультрабазитовые комплексы зоны сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 174-177.
- [6] Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. – 160 с.
- [7] Конников Э.Г. и др. Докембрийские офиолиты западного обрамления Муйской кристаллической глыбы: геохимия и проблемы корреляции // Геохимия. 1994. № 3. С. 383-392.
- [8] Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Вы-

сокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. - 1998. – Т. 39, № 11. – С. 1565-1577.

- [9] Богнибов В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Мехоношин А.С. Состав и геодинамические обстановки формирования титаноносных ультрабазит-базитовых массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. - 2000. - Т. 41, № 8. – С. 1083-1098.
- [10] Изох А.Э., Туркина О.М., Поляков Г.В. Этапы островодужного магматизма южного обрамления Сибирского кратона: проблема индикаторных магматических формаций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. - С. 110-112.
- [11] Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220-223.

СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА В ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ: СРАВНЕНИЕ КИНЕМАТИКИ ТУВИНСКИХ И АЛТАЙСКИХ БЛОКОВ

Н.Э. Михальцов*, Н.В. Сенников**, А.Ю. Казанский*, А.С. Крамаров*

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, kaz@uiggm.nsc.ru **Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, SennikovNV@uiggm.nsc.ru

Основным кинематическим механизмом, господствовавшим в раннем и среднем палеозое на окраине Сибирского континента, являлись правосторонние сдвиговые перемещения [1]. Амплитуду и направленность сдвиговых перемещений мы попытались оценить на основе палеомагнитных данных, характеризующих ордовикско-силурийский интервал Горного Алтая и Тувы.

В частности, по Горному Алтаю получены данные для Чарыш-Инского блока [2]: точка «MR-I» (табл.) – сероцветные песчаники бугрышихинской свиты, возраст датируется комплексом брахиопод в интервале конца лланвирна-начала карадока (средний ордовик); точка «MR-V» – красноцветные песчаники суэткинской свиты, возраст условно оценивается по конодонтам плохой сохранности как ранний ордовик; и точка «MR-VI» – доломитизированные известняки куимовской свиты, возраст на основании комплексов трилобитов и конодонтов оценивается как поздний силур (лудловский ярус). Для Бийско-Катунского блока на ордовикско-силурийский временной интервал пока существует только одно определение [3] – точка «Камлак» – конгломераты и песчаники в стратотипе верхней подсвиты камлакской свиты, возраст данного разреза по трилобитам, граптолитам и конодонтам датируется поздним тремадоком.

Для Тувы (см. таблицу) имеются два определения по красноцветным песчанистым породам малиновской серии Уюкской зоны [4] (точка «Тарлык-1» – тамзыринская свита, средний ордовик, и точка «Тарлык-2» – борлугская свита, нижний ордовик); по хонделенским слоям алавелыкской свиты позднеордовикского возраста Хемчикской зоны [5] (точка «Хонделен» в таблице); по гранодиоритам Башкымугурского массива сархойского комплекса Сангиленского блока [4] (точка «Башкымугур», изотопный возраст 465 млн лет) и по Каргинскому грабену [6] (точка «Каргы» – мугураксинская свита нижнего-среднего ордовика).

Полученные палеомагнитные полюсы находятся на некотором расстоянии от соответствующих им по возрасту участков траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) для Сибирской платформы [7]. Это свидетельствует о перемещениях (вращениях) исследуемых блоков внутри обрамления Сибирской платформы уже после формирования изученных пород и связанной с этим фиксации намагниченности. Совмещение палеомагнитных полюсов с соответствующими по возрасту участками референтной кривой КДП достигается простыми поворотами их вокруг некоторых точек на геосфере (т.н. Эйлеровых полюсов). При этом палеомагнитные полюсы для Алтая и Тувы находятся «по разные стороны» от ТКДП, что предполагает разнонаправленное вращение вокруг Эйлеровых полюсов.

Для Горного Алтая совмещение палеомагнитных полюсов с КДП достигается поворотами по часовой стрелке вокруг одного и того же Эйлерова полюса с координатами 53° с.ш.; 91° в.д. Соответствующие углы поворотов указаны в таблице. С точки зрения кинематики, такие повороты подразумевают дугообразное перемещение изученных структур вдоль сдвиговых зон северо-западного простирания (в современных координатах). При этом сами блоки должны были испытывать вращение против часовой стрелки (левый сдвиг). По-видимому, эти перемещения происходили в среднемпозднем палеозое, когда в Рудном Алтае и Западной Монголии еще продолжались активные субдукционные процессы, обусловившие сдвиговые деформации в западной части АССО [8].

Для Тувинских блоков (Сангиленского блока, Каргинского грабена, Хемчикской и Уюкской зон), в соответствии с палеомагнитными данными, предполагается противоположное алтайскому направление вращения – по часовой стрелке вокруг Эйлерова полюса с координатами 64° с.ш.; 97° в.д. (см таблицу). Следовательно, эти блоки должны были перемещаться по сдвиговым зонам по дуге в западном (в современных координатах) направлении (правый сдвиг). Такое направление движений хорошо согласуется с имеющейся гипотезой развития Саяно-Байкальского аккреционно-коллизионного пояса в палеозое [1], если предположить, что описываемый характер кинематики в этом регионе сохранялся.

| 04 | Воз- раст | Палеомагнитный полюс | | | Поворот полю участв | | | | |
|-------------------------------|------------------|----------------------|-------|--------------|------------------------|------|-------------------------|-------|------|
| Объект, координаты | | Φ | Λ | dp/ dm | Эйлеров | Угол | Полюс после поворота | | Ист. |
| | | | | | полюе | | Φ | Λ | |
| MR-VI, N 51 6: E 82 0 | S_2 | 34.6 | 193.8 | 7.1/ | 53°N; 91°E | -90 | -12.0 | 120.9 | [2] |
| MR-I, N 51.5; E 83.9 | O ₂ | 9.6 | 192.0 | 6.8/ 13.6 | тот же | -80 | -32.1 | 120.3 | [2] |
| MR-V, N 52.1; E 82.7 | O ₁ ? | 2.7 | 168.8 | 4.8/ 9.5 | тот же | -55 | -23.5 | 120.0 | [2] |
| Камлак, N 51.1; E 85.2 | O_1 | -1.6 | 148.3 | 5.7/ 10.3 | тот же | -35 | -15.6 | 117.7 | [3] |
| Башкымугур, N 50.3; E 95.1 | O ₁₋₂ | -21.4 | 59.4 | 4.9/ 9.3 | 64N; 97°E | +52 | -24.9 | 116.2 | [4] |
| Тарлык-1, N 52.1; Е 93.4 | O ₂ | -31.0 | 67.4 | 6.3/ 12.5 | тот же | +46 | -31.9 | 121.3 | [4] |
| Тарлык-2, N 52.1; Е 93.4 | O_1 | -18.7 | 57.8 | 3.9/ 7.3 | тот же | +58 | -25.4 | 114.6 | [4] |
| Каргы, N 50.4; Е 90.5 | O ₁₋₂ | -28.3 | 63.2 | 14.4/ 7.4 | тот же | +45 | -31.0 | 115.0 | [6] |
| Хонделен, N 51.2; Е 90.3 | O ₃ | -27.4 | 51.0 | 6.0/ 11.8 | тот же | +60 | -32.4 | 120.3 | [5] |

Палеомагнитные полюсы изученных объектов Горного Алтая и Тувы до и после поворотов вокруг Эйлеровых полюсов

П р и м е ч а н и е: Φ , Λ - широта и долгота палеомагнитного полюса; **d**p, **dm** - полуоси овала доверия. Направление вращения «-» - по часовой стрелке, «+» - против часовой стрелки.

1. Положение палеомагнитные полюсов для Горного Алтая и Тувы в целом согласуется с идеей крупномасштабных сдвиговых перемещений в обрамлении Сибирской платформы в среднем-позднем палеозое.

2. Перемещения блоков вдоль сдвиговых зон для Горного Алтая и Тувы разнонаправлены. Кинематика Алтайских блоков подразумевает вращение против часовой стрелки относительно платформы (левый сдвиг), в то время как для Тувы предполагается вращение по часовой стрелке (правый сдвиг).

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН - Программа фундамен-

тальных исследований "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса", проект 6.7.4.

- [1] Берзин Н.А. Геодинамическая и кинематическая эволюция юго-западной окраины Сибирского континента в среднем-позднем палеозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 20-23 октября 2003 г.). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 24-27.
- [2] Казанский А.Ю., Сенников Н.В., Ермиков В.Д., Михальцов Н.Э., Ивата К., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. История формирования структуры Северо-Западного Алтая по палеомагнитным данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 20-23 октября 2003 г.). – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. – С. 113-116.
- [3] Казанский А.Ю., Михальцов Н.Э., Сенников Н.В., Ермиков В.Д. Новые палеомагнитные данные по Алтаю: проблема кинематики Горноалтайского блока в раннем палеозое // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XX Всерос. молодеж. конф. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. – С. 53-54.
- [4] Михальцов Н.Э., Казанский А.Ю., Сенников Н.В. О положении Тувинского террейна в ордовике // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 8-40.
- [5] Bachadze V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y., Tait J.A. Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (South Siberia, Russia): implications for the paleogeography of Siberia // J. Geophys. Res. Solid Earth. – 2000. – 105, № B6. – P. 13509-13518.
- [6] Сенников Н.В., Казанский А.Ю., Ивата К., Обут О.Т., Изох Н.Г., Крамаров А.С., Хлебникова Т.В. Палеомагнитные исследования палеозойских комплексов Каргинского грабена Западной Тувы и их палеогеодинамическая интерпретация // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (Иркутск, 20-23 октября 2003 г.). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 218-221.
- [7] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- [8] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63-81.

АРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОГНЕЙСОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА (БАЙКАЛ): SM-ND И RB-SR ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Е.И. Мишина*, Ю.А. Костицын*, В.С. Федоровский**

*Институт геохимии и аналитической химии PAH, kostitsyn@geokhi.ru; **Геологический институт PAH, west45@online.ru

Приольхонье – часть западного побережья озера Байкал, сложенная дислоцированными комплексами пород средних и высоких ступеней метаморфизма. Именно это долгое время определяло взгляды о раннедокембрийском возрасте метаморфитов Ольхонского региона. Первые же изотопные исследования магматических и метаморфических пород U-Pb методом по циркону установили их раннепалеозойский возраст [1]. В настоящее время выяснена коллизионная природа системы, сформированной в результате неоднократных столкновений различных сегментов океанической и континентальной коры и реализации многократных и генетически разнообразных деформаций. Значительное место в строении этого коллизионного коллажа принадлежит гнейсовокупольным зонам. Небольшое количество захваченных цирконов, обнаруженных в породах ядер куполов, указывало на раннедокембрийский (~1.9 млрд лет) возраст протолита зон гнейсово-купольного строения. Вне купольных зон, в породах, образующих линейно-складчатые ансамбли, следы древнего протолита отсутствовали.

В настоящем сообщении представлены результаты исследований Rb-Sr изотопной системы секущих гранитоидных даек в Бирхинском массиве метагабброидов, постметаморфических гранитов Айского массива и Sm-Nd изотопной системы гнейсовокупольной зоны, проведенных с целью установления последовательности магматизма, его связи с процессами метаморфизма и оценки возраста протолита гнейсово-купольной зоны.

Бирхинский массив габброидов располагается среди сложнодислоцированных метаморфических пород и представляет собой почти изометричное в плане лополитообразное тело мощностью 0.7–2 км и диаметром 13 км. В габбро также наблюдаются следы метаморфических преобразований минералов, но само тело массива, как более компетентное, почти не подверглось складчатым деформациям. Оно, однако, было охвачено синметаморфическим роллингом (следы вращения запечатлены в рисунке сотен жил гранитов, занимающих многочисленные трещины, почти перпендикулярные контактам массива). Плутон огибается пакетами изоклинальных складок, образующих в плане крупные сигмоиды. Возраст габброидов Бирхинского массива, по U-Pb данным, 499±2 млн лет (А.Б. Котов и др., неопубликованные данные).

В единой структурной позиции (в рамках сигмоиды, огибающей Бирхинский массив) располагается целая цепь других магматических проявлений. Среди них постметаморфический Айский гранитный массив (площадь выходов пород около 2 км²), сигмоидальная дайка гранитов протяженностью около 8 км (она повторяет кольцевой контур Бирхинского массива) и известный Тажеранский массив щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов, расположенный на северо-восточном фланге крупной сдвиговой зоны, вмещающей все три проявления и обеспечившей вращение Бирхинского массива.

Сигмоидальная дайка была изучена paнee Rb-Sr методом [2]. Было установлено, что внедрение дайки произошло 480-465 млн лет назад, а около 440 млн лет Rb-Sr изотопная система была нарушена, вероятно, в результате стрессовых деформаций.

Гнейсово-купольные зоны многочисленны. Самая крупная из них – Центральная купольная зона – расположена в юго-западной части Ольхонского региона. Ширина зо-

ны невелика (в максимуме она достигает 3 км), протяженность значительно превышает ширину – 30 км. Другие зоны купольного строения отличаются еще большей протяженностью, но их ширина в плане составляет лишь сотни метров, до 1 км. В коллизионном коллаже региона – это отчетливо проявленные сдвиговые пластины. Форма в плане зон проявления гнейсово-купольного тектогенеза в целом однообразна – это прямолинейные полосы, нередко – линзовидные, с очень узкими стреловидными окончаниями. Морфология и размеры куполов разнообразны. В их строении выделяются два главных компонента: гранитогнейсовое, мигматитовое ядро и оболочка, образованная любыми другими породами. Характерная черта – структурное несоответствие ядра и обрамления, при этом внутренняя структура ядра оказывается гораздо сложнее структуры оболочки.

Изотопный анализ был выполнен на масс-спектрометре Triton в ГЕОХИ РАН. По 10 образцам гранитов и гранодиоритов, образующих секущие дайки в Бирхинском габбро, получена Rb-Sr изохрона, наклон которой отвечает возрасту 481±7 млн лет и начальному изотопному отношению стронция 0.7042±4 (рис. 1). С учётом того, что опробованы разные тела небольшого размера, наблюдаемый повышенный разброс точек вполне объясним. При этом широкие вариации Rb/Sr отношений в исследованных образцах (от 0.05 до 47) и низкое начальное изотопное отношение стронция надёжно указывают на то, что полученный возраст отвечает магматическому этапу для этих гранитов.



Рис. 1. Рубидий-стронциевая изохронная диаграмма для гранитоидных даек, секущих габбро Бирхинского массива.

По четырем образцам Айского гранитного массива получена изохрона (рис. 2), наклон которой отвечает 447±6 млн лет при начальном отношении стронция 0.7046±3, СКВО=0.96. Отсутствие вторичных изменений гранитов, высокая линейность изохроны, высокие измеренные Rb/Sr отношения и низкое начальное отношение стронция указывают на то, что полученный возраст отвечает времени магматизма.

Данные, полученные Rb-Sr методом, свидетельствуют о том, что основные импульсы гранитного магматизма происходили в интервале от 481 до 447 млн лет.



Рис. 2. Рубидий-стронциевая изохронная диаграмма для гранитов Айского массива.

Sm-Nd система была исследована в 9 образцах гнейсово-купольных зон. Проанализированные образцы были отобраны в районе полуострова Крест (в проливе Ольхонские Ворота), в юго-западной и северо-восточной частях Центральной купольной зоны. В каждом из этих трех участков было отобрано по три образца: гнейс, гранитогнейс и гранит. Результаты анализа Sm-Nd методом представлены на рис. 3. $\varepsilon_{Nd}(T)$ для гранитогнейсов варьирует от -15 до -25 (для T=0.5 млрд лет), что с высокой степенью надёжности свидетельствует о коровом источнике пород. Граниты содержат более радиогенный неодим, чем опробованные в непосредственной близости гранитогнейсы, что может указывать на смешанный источник гранитных расплавов.



Рис. 3. Изотопный состав неодима в зависимости от времени. DM – линия развития мантийного источника: $\varepsilon_{Nd}=9$, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.212. Начальные изотопные отношения рассчитаны для T=0.5 млрд лет. В предположении, что до этого времени источник этих пород отвечал среднему составу континентальной коры (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd= 0.132), для каждого образца рассчитано время отделения субстрата от мантии ($T_{DM_2}^{Nd}$). Как видно на графике, оценки модельного возраста для гранитогнейсов и двух образцов гранитов отвечают архею.

Двустадийный Sm-Nd возраст гранитогнейсов, $T_{DM_2}^{Nd} = 2.7-3.6$ млрд лет, оказался неожиданно древним (рис. 3) и достаточно определённо говорит об архейском протолите гнейсово-купольной зоны. Полученные оценки могут свидетельствовать о том, что изначально террейн (микроконтинент) представлял собой либо фрагмент древней континентальной коры, отчлененный от Сибирского кратона и вновь столкнувшийся с ним в режиме коллизии (лавразийский сценарий), либо фрагмент, осколок южных кратонов, транспортированный на север и причлененный к Сибирскому кратону в раннем палеозое (гондванский сценарий). Более определенное решение пока вряд ли возможно, работа в этом направлении продолжается.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, гранты 05-05-64016 и 05-05-64699.

- [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 докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. - Л.: Наука, 1990. - С. 170-183.
- [2] Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования двух типов гранитных даек, связанных с Бирхинским массивом габброидов в Приольхонье (З. Прибайкалье) // XVII симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Тезисы докладов. -М.: ОНЗ РАН, 2004. - С. 169-171.
- [3] Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонод Западного-Прибайкалья // Геотектоника. - 1997. - № 6. - С. 56-71.

ЧУЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 2003 ГОДА: КЛЮЧ К ОЦЕНКЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Р.К. Непоп, А.Р. Агатова

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

После Чуйского землетрясения 2003 года в распоряжении исследователей появился уникальный по полноте материал для обоснования целого ряда высказанных ранее предположений о современной тектонической структуре и сейсмичности Горного Алтая. Так, высокая сейсмическая активность этой территории только предполагалась на основании сходства сейсмотектонических условий Горного и Монгольского Алтая и сохранившихся в рельефе следов палеоземлетрясений [1-3]. В то же время на примере других сейсмически активных районов земного шара уже выработан ряд критериев оценки магнитуды землетрясений по деформациям рельефа [4]. В их основе лежит статистический анализ сейсмособытий и их последствий. То обстоятельство, что исторические базы данных по катастрофическим и, следовательно, очень редким землетрясениях либо неполные, либо вообще отсутствуют, заставляет исследователей уделять основное внимание именно современным сильным землетрясениям и вызванным ими крупным обвалам и оползням. Однако полученные при анализе современных катастрофических событий закономерности затем могут быть успешно использованы для оценки древних землетрясений по следам, сохранившимся в рельефе до наших дней.

Основное внимание исследователи уделяют анализу связи магнитуды землетрясения с общим объемом всех обвалов, вызванных этим землетрясением **[4, 5]**. Вместе с тем наиболее востребованным является установление зависимости магнитуды землетрясения и объема максимального обвала, что объясняется рядом причин. Во-первых, даже в случае современного Чуйского землетрясения, произошедшего в высокогорном Юго-Восточном Алтае, из-за труднодоступности района и невозможности использования дорогостоящих крупномасштабных космо- и аэроснимков мы можем выявить и закартировать лишь максимальные деформации рельефа. Во-вторых, так как каждое землетрясение вызывает множество мелких и средних обвалов и лишь один максимальный по объему, разделить по принадлежности к конкретным землетрясениям мелкие и средние обвалы в пределах территории с длительной сейсмоактивностью практически невозможно, тогда как каждый очень крупный обвал характеризует собой отдельное сейсмособытие. И, наконец, в-третьих, именно крупнейшие обвалы наиболее долго сохраняются в рельефе.

Используя установленную экспериментальную функцию плотности вероятности для статистического распределения обвалов/оползней, возникающих в результате сейсмособытия, Б. Маламад [4] рассчитал соотношение, связывающее объем максимального обвала и магнитуду землетрясения:

$$\log V_{L \max} = 1,36M - 11,58(\pm 0,49), \tag{1}$$

где V_{Lmax} – объем максимального обвала/оползня, M – магнитуда землетрясения, значение в скобках представляет собой стандартное отклонение величины.

Целью данной работы являлась проверка применимости этого соотношения на конкретном региональном примере для последующей оценки магнитуд древних палеосейсмособытий Алтайской горной системы и, в частности, юго-восточной части ее российской территории. Анализ применимости данной зависимости был проведен на примере гигантского обвала эпицентральной области Чуйского землетрясения 2003 г. Его площадь, измеренная в программе ArcView по контуру, проведенному с помощью GPS-съемки, составила 0,66 км², вычисленный по эмпирической формуле [6] объем – 0,027 км³. Бровка стенки отрыва обвала расположена на высоте 2550 м, высота стенки отрыва достигает 50-70 м, ее протяженность составила 1,1 км. Размеры сорванного и смещенного участка склона достигают 1 км вниз по склону и 0,7 км в поперечнике, высота фронтального вала – 25-30 м. Размеры средних и мелких обвалов, образовавшихся в ходе этого же землетрясения, на 2-3 порядка меньше.

Полученные в ходе полевых работ данные о размерах крупнейшего обвала эпицентральной зоны Чуйского землетрясения вместе с данными о магнитуде землетрясения [7] позволили подтвердить применимость расчетного соотношения (1) для Алтайского региона (рис.).



Зависимость размера максимального оползня (логарифмический масштаб) от магнитуды землетрясения. Прямой линией показана расчетная зависимость, пунктирными линиями - стандартное отклонение, точкой – объем максимального обвала Чуйского землетрясения 2003 года (0,027 куб.км.) и магнитуда землетрясения (7,5).

Как видно из графика, точка, соответствующая параметрам данного обвала и землетрясения, полностью попадает в интервал стандартного отклонения функции. Очевидно, придется довольно долго ждать, чтобы поставить следующую проверочную точку -Чуйское землетрясение 2003 года является пока единичным в истории Алтая случаем, предоставившим возможность точно сопоставить магнитуду крупного сейсмособытия с его последствиями в рельефе.

Таким образом, проведенная нами проверка в явном виде подтвердила применимость зависимости размеров максимального обвала от магнитуды землетрясения (1) для Алтайского региона. Это дает нам ключ к оценке магнитуд древних землетрясений Алтая по размерам сохранившихся в рельефе гигантских сейсмообвалов и сейс-

мооползней и позволит более определенно говорить о его сейсмичности в плейстоценголоценовый период.

Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке, гранта президента Российской Федерации № МК-2596.2004.5.

- [1] Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. 1999. № 1. С. 82-102.
- [2] Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН. 2002. 130 с.
- [3] Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. 1998. №1. С. 82 91.
- [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] Keefer D.K. The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions // Geomorphology. 1994. 10. P. 265-284.
- [6] Hovius N., Stark C.P., Allen P.A. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // Geology. 1997. 25. P. 801-804.
- [7] Гольдин С.В., Селезнёв В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // ДАН. 2004. Т. 395, № 4. С. 534-536.

СТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК ПОВЕРХНОСТНЫХ РАЗРЫВОВ, ВОЗНИКАЮЩИХ ПРИ СЕЙСМОГЕННОЙ РЕАЛИЗАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ АЛТАЙСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

И.С. Новиков, Е.М. Высоцкий, А.Р. Агатова

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

Относительно недавно нами была представлена модель новейшей тектоники Алтая [1]. В общих чертах предложенная модель сводится к тому, что Алтай в новейшей структуре Центральной Азии представляет собой мобильную зону первого порядка, разделяющую Джунгарский и Тувино-Монгольский блоки и ограниченную с севера Западно-Сибирским блоком. Горообразование на территории Алтая носит транспрессионный характер и связано со сближением с правым сдвигом этих относительно монолитных блоков. Соответственно, все основные новейшие разрывные структуры, простирание которых совпадает с общим простиранием мобильной зоны, также имеют правосдвиговый характер. Поскольку одновременно происходит сокращение и утолщение земной коры в перпендикулярном простиранию направлении, в большинстве своем эти магистральные структуры имеют выраженную взбросовую составляющую, которая и обусловливает высотную дифференциацию блоков и формирование горного рельефа, синхронного новейшей активизации. Очевидно, что тектонические процессы такого масштаба не могут не сопровождаться сейсмическими проявлениями большой интенсивности. Однако Горный Алтай длительное время удивлял исследователей отсутствием сильных землетрясений. Большинство исследователей терпеливо ждали, когда оправдаются их прогнозы о высокой потенциальной сейсмичности региона.

Землетрясение, произошедшее 27.09.2003 г. в 11 ч. 33 м. (по Гринвичу) в юговосточной части Горного Алтая, было сильнейшим (M=7,5) за все историческое время для этой территории. Толчки силой до 4 баллов ощущались в населенных пунктах Южной Сибири вплоть до Томска и Красноярска. Оперативное обследование эпицентральной зоны непосредственно после землетрясения позволило выявить основные типы поверхностных деформаций и оконтурить плейстосейстовую область [2, 3]. Более обстоятельные наблюдения в мае-августе 2004 года показали, что зона максимальных деформаций имеет большие размеры, при этом более ясной стала ее структура, а также были выделены зоны дислокаций, относящиеся к наиболее сильным повторным событиям. Характеристике сформированных на поверхности зон дислокаций и посвящена эта работа.

Район Чуйского землетрясения и последовавшей за ним серии афтершоков в неотектоническом плане расположен на продолжении протягивающихся из Монголии крупных правосдвиговых зон северо-западного простирания, которые на территории Горного Алтая веерообразно расщепляются с формированием сложного тектонического рисунка. Основной сейсмогенерирующей зоной является тектоническая граница C3 простирания, отделяющая Курайскую впадину от Северо-Чуйского хребта, северозападную часть Чуйской впадины – от Южно-Чуйского хребта, а также образующая южную границу Чаган-Узунского блока. Этот блок, разделяющий Курайскую и Чуйскую впадины, был приподнят позже формирования впадин, поскольку в его вершинной части (ур. Йылдыскель) давно установлены отложения раннего неогена, идентичные таковым в обеих впадинах, которые в то время еще составляли единый бассейн.

Зона новейших разломов представлена несколькими параллельными взбросами СЗ простирания, которые выражены в строении рельефа уступами и выровненными

площадками на склонах Северо- и Южно-Чуйского хребтов. Взбросы рассечены разломами северо-восточного простирания, преимущественно сдвигами. Активность всех разломов подчеркивается их связью со строением рельефа, а проявление сейсмической активности в этой зоне – наличием древних сейсмодислокаций [4, 5, 6 и др.].

Основная зона поверхностных деформаций, связанная с землетрясением 27 сентября 2003 года, представлена сериями разрывов, образовавшихся, преимущественно, в рыхлых отложениях на пологих площадках водоразделов и в днищах долин. В плане зона общего северо-западного простирания имеет S-образную форму, ее северное и южное окончания отклоняются к меридиональному направлению.

Северным окончанием зоны поверхностных деформаций является серия мелких трещин и грифонов в заболоченной западной части поля гидролакколитов урочища Ештыккель (вблизи озера Джангызкель). Здесь зона представлена отдельными тонкими трещинами и их ансамблями (до 5-8 направлений, длина до 10-15 м), образовавшимися в мерзлом к моменту землетрясения моховом слое, а также на поверхности бугров пучения. Юго-восточнее, на наклонной площадке в левом борту р. Актуру, у подножья тектонического уступа обнаружено несколько трещин на рыхлой поверхности водоразделов. Трещины от 10 до 40 м длиной с зиянием до 20 см, простирание 0 и 70, также отмечены многочисленные сейсмогравитационные нарушения.

Далее на юго-восток зона деформаций проявлена на водоразделе рек Актуру и Тюте в их верховьях. В долине Тюте отдельные трещины отмечены на морене Малой ледниковой эпохи, выше в сторону водораздела с Актуру на плоской поверхности морены позднего плейстоцена единая зона трещин по азимуту 320° имеет длину 150 м, в отдельных участках зияние до 30-50 см, частично представлена серией кулис с простиранием 70° (растяжение при сдвиге до 15-20 см). Выше по склону зона деформаций прерывисто прослеживается в виде разрывов с простиранием 320, частично она перекрыта крупным камнепадом. Разрывы имеют длину до нескольких десятков метров при ширине до 1-1,5 м, глубина достигает 1 м. Общая протяженность серии разрывов от морены Малой ледниковой эпохи вверх к водоразделу с Актуру – более 1,5 км. После перегиба на плоский участок водораздела зона деформаций отклоняется примерно на 35° к юго-западу. На ее завершении отмечены отдельные трещины (простирание 320°) длиной до нескольких метров, для которых характерно выбрасывание обломков пород из трещины при взбросовом импульсе. Холм выветрелых коренных пород диаметром 20 м и высотой около 4 м оказался при этом полностью разбит, как при взрыве внутри него. Завершением этого фрагмента зоны деформаций является четко выраженная структура типа «конский хвост» на заболоченном участке водораздела, когда тонкие трещины во мху закругляются с простирания 320° на простирание 50° – с переходом от правого сдвига к взбросу с образованием валиков напирания высотой до 50 см.

Сегмент зоны поверхностных деформаций на водоразделе рек Кускунур и Талтура (ур. Узюк) и в долинах обеих рек является более впечатляющим. В долине Кускунура развит ансамбль закономерно сочетающихся трещин, микрограбенов растяжения и валов выпирания. Трещины и микрограбены растяжения расположены кулисообразно, имеют простирание 340-350°, ширину от 1 до 3 м и протяженность от 25 до 50 м. Валы выпирания имеют простирание 310-320° и образуют перемычки между ними. Протяженность валов выпирания составляет до 50 м, а высота - до 1,5 м.

В долине Талтуры на продолжении зоны поверхностных деформаций развиты преимущественно грабены растяжения. Они развиты в основном вблизи русла реки, один из разрывов его пересекает. Часть разрывов не прорезала чехол рыхлых отложений и трассируется цепочками воронкообразных провалов. В правобережье Талтуры разрывы развиты в моренных валунниках, а в левобережье - в ленточных озерноледниковых супесях. По левому берегу в зоне деформаций Талтуры зафиксировано возникновение нового источника грунтовых вод, сделавшего непроходимой проложенную здесь дорогу вследствие обводнения грунтового полотна на участке протяженностью около 50 м и превращения его в непроходимую трясину. Азимут простирания разрывов составляет 320-340°, длина от 50 до 100 м, ширина в средней части 3-4 м, а глубина - более 10 м.

Наиболее многочисленные разрывные и пликативные нарушения развиты на водоразделе Талтура-Кускунур в понижении, носящем название урочище Узюк. Тектоногенная природа этого понижения, представляющего собой широкую (до 3 км) плоскодонную седловину, не вызывает сомнений. Система сопряженных разрывов и валов выпирания образует зону шириной до 1 км, протягивающуюся по азимуту 295-300° и пересекающую заполненную ледниковыми отложениями седловину. В понижениях между моренными валами расположены озерные котловины. Одна из них полностью осушена за счет дренирующего эффекта пересекающих ее сейсмогенных разрывов и представляет собой такыр, развитый по белесым песчано-глинистым озерным осадкам.

Простирание трещин и микрограбенов растяжения имеет азимут 310-330°, их протяженность составляет от 50 до 200 м, ширина составляет 1-3 м, иногда достигая 6-8 м. Валы выпирания ориентированы к ним почти под прямым углом. Их высота составляет обычно 0,5-1,5 м, а протяженность - до 50 м. Система нарушений протягивается от узкой тектоногенной седловины на юго-востоке, отделяющей седловину от долины Талтуры, до аналогичной седловины на северо-западе, отделяющей урочище Узюк от долины Кускунура. Крупные разрывы и валы выпирания развиты только в чехле рыхлых моренных и склоновых отложений. В скальных породах бортов долин, где они тоже прослеживаются, их зияние не превышает первых десятков сантиметров, редко достигая 1 м.

И масштабы дислокаций, и их расположение, как на пологих водоразделах, так и в днищах долин (при сходных проявлениях – рвы, системы трещин), свидетельствуют о том, что это наиболее близкий к эпицентру район. В правом борту долины Талтуры сформировался обвал толщи вечномерзлой морены размером 1 км (вниз по склону) на 800-850 м, высота стенки отрыва около 40 м. Обвал состоит из блоков морены, массив которой сохранялся на правом борту долины после схода двух древних сейсмообвалов подобного типа, расположенных ближе к поселку Бельтир. На пологом водоразделе над обвалом откартирована зона сейсморвов шириной 260-300 м. Рвы достигают длины 230 м при ширине 3-6 м и глубине до 3-5 м. Основное простирание 320-340°, подставляющие разрывы, коленообразные изгибы рвов и их Н-образные структуры – аз. 270°, вдоль бровки долины Чагана зона мелких трещин по аз. 240° прослеживается более чем на 750 м. В 1 км западнее этой зоны сейсморвов, на перегибах в долины Талтуры и Чагана в виде серий тонких трещин выражена зона деформаций, параллельная основной. Для главной зоны деформаций характерно, что сейсморвы, в подавляющем большинстве, сформировались на достаточно пологих участках, а пересекая перегиб к крутому склону, переходят в серии вдольсклоновых разрывов, которые и стали причиной образования обвала. По отдельным разрывам устанавливается правый сдвиг на 20 см и взброс на 20-30 см.

В долине Чагана ниже массива «бараньих лбов» в рыхлых отложениях плоского днища долины образовалась серия из трех трещин, самая крупная из которых 04.10.2003 имела длину 145 м, ширину – до 6 м, глубину – 2 м (простирание от 330° в южной части до 20° – в северной). Две более мелкие трещины (длиной 36 и 27 м) имели простирание 340° и 350°. Отмечены многочисленные мелкие трещины – следы выброса грунтовых вод, вокруг некоторых из них разбросаны выбитые гидроударом куски дернины размером до 20-40 см, отлетевшие на расстояние в первые метры. В средней части долины образовалось изометричное компенсационное озеро размером до 200 м в по-

перечнике. Днище долины было покрыто слоем выброшенного грунтовыми водами глинистого материала. К концу мая 2004 года озеро полностью высохло, а разрывы были почти на треть завеяны мелкой супесью, частично поступившей из осыпавшегося разреза ледниковых отложений, а частично – выброшенной на поверхность из разрывов во время землетрясения.

Следующий сегмент зоны поверхностных деформаций располагается на водоразделе рек Чаган и Елангаш, выходя на бровку долины Чагана. Сейсморвы имеют длину более 350 м. В 3 км к юго-востоку, на водоразделе рек Елангаш и Ирбисту, расположен юго-восточный сегмент зоны деформаций. Дислокации начинаются практически от бровки вреза реки Елангаш и прослежены до урочища Сазынкель. Зона сейсмодислокаций имеет ширину 300-400 м при общем простирании 340-350, отдельные серии сдвиговых трещин расположены в нескольких сотнях метров к западу, расширяя зону деформаций до более 1 км. Для северо-западной части сегмента характерно группирование нарушений в ансамбли, сочетающие левые и правые сдвиги (10-20, редко - до 40-50 см), взбросы (до 1,2 м) и раздвиги (до 4-6 м шириной). Длина отдельных разрывов – до 270 м. Вблизи оз. Сазынкель зона представлена одним сейсморазрывом по азимуту 340-350°, пересекающим возвышенность, сложенную коренными породами – новейший (и современный) горст. Коренные алевролитовые сланцы и песчаники сильно раздроблены и взброс с амплитудой около 80 см рассекает их на перегибах склонов. Сойдя со склона, разрыв переходит в серию кулис растяжения с общим азимутом 350°, простирание отдельных разрывов по азимуту 55-60°. Зона деформаций уходит на ЮЮВ до перегиба к долине реки Ирбисту, однако далее не прослежена.

Таким образом, протяженность закартированной зоны поверхностных деформаций превышает 56 км при ширине на отдельных участках более 1 километра. Описанные деформации, вероятнее всего, связаны с главным сейсмическим толчком (27.09.2003, 11 ч. 33 м., К=17,0). Возможно, однако, что дислокации урочища Ештыккель, равно как и серии тонких трещин, и сейсмогравитационные дислокации от Мажоя до Актуру, связаны с двумя другими событиями (27.09.2003, 18 ч. 53 м., К=16,6 и 01.10.2003, 01 ч. 03 м., К=16,4), эпицентры которых расположены в этом районе [7].

Одно из землетрясений (27.09.2003, 20 ч. 30 м., К=15,9), вероятно, связано с разломной зоной такого же СЗ простирания, что и основная сейсмогенерирующая зона, но расположенной в нескольких километрах на СВ (низовья реки Кызылярык, приток Тюте). Масштабы и характер палеосейсмодислокаций, отдешифрированных ранее по аэроснимкам и обследованных в июле 2004 года, указывают на то, что и этот шов вспарывался при землетрясениях интенсивностью 10-11 баллов. Однако после событий 2003 года лишь на площадках над левым бортом р. Кызылярык образовались тонкие трещины длиной до 20 м с зиянием до 15 см по основным простираниям 300, 70, 50, то есть соответствующим простираниям разрывов основной зоны. Вблизи зоны трещин на пологих склонах сформировалось несколько оползней до 50-70 м в поперечнике, стенки отрыва высотой до 2 м. Все оползни сильно обводнены, один сошел в виде селя в русло левого притока Кызыярыка; трудно представить, как такие оползни могли образоваться в конце сентября на высоте 2500 м. Подобные оползни-оплывины образовались также на пологой площадке водораздела Тюте-Кызылярык. Вдоль нижнего прямолинейного отрезка реки Кызылярык, выработанного по этой разломной зоне, отмечены многочисленные сейсмогравитационные трещины на склонах, крупные камнепалы.

Таким образом, основными типами описанных сейсмогенных деформаций являются трещины растяжения и сжатия, выраженные на поверхности в виде валов выпирания. Их взаимное расположение не оставляет сомнения в *правосдвиговом* характере смещения по сейсмогенерирующему разлому.

- [1] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Под ред. Е.В. Девяткина, Г.Ф. Уфимцева. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.
- [2] Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Гибшер А.С. Землетрясения в Горном Алтае и сейсмогеология Большого Алтая // Природа. 2004. № 3. С. 19-26.
- [3] Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р., Гибшер А.С. Плейстосейстовая область и тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения 2003 г. // ДАН. 2004. Т. 395, № 4. С. 499-502.
- [4] Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. 1998. № 1. С. 82 91.
- [5] Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. 1999. № 1. С. 82-102.
- [6] Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
- [7] Еманов А.А., Лескова Е.В., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р. Афтершоковая последовательность и неотектоническая структура зоны Чуйского землетрясения // Сейсмические исследования земной коры: Доклады Межд. научн. конф., посв. 90-летию акад. Н.Н. Пузырева. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. - С. 433-441.

РАЗРЕЗ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ВЕНД-РАННЕКЕМБРИЙСКОГО ОКРАИННОГО БАССЕЙНА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (КАНЬОН СУВРА-ГОЛ, ЮЖНЫЙ СКЛОН ХР. ХАН-ТАЙШИРИ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

В.И. Переляев*, А.С. Гибшер**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН perelyaev@crast.irk.ru **Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, gib@uiggm.nsc.ru

За последние годы получены новые данные по геологии и петрогеохимии Хан-Тайширских офиолитов, существенно дополняющие и уточняющие ранее известные представления о строении, составе пород и их взаимоотношениях, а также тектонической позиции. Офиолитовый комплекс хр. Хан-Тайшири считается одним из эталонных объектов, полно изученных в Центрально-Азиатском складчатом поясе. По особенностям строения и состава фрагментов изученных разрезов офиолитовый комплекс интерпретируется в качестве остатков либо венд-раннекембрийской энсиматической дуги [1, 2], либо примитивной раннекембрийской вулканической дуги, либо венд-раннекембрийской океанической коры задугового бассейна [3].

Чтобы понять смысл столь неопределенных интерпретационных построений, повидимому, необходимо различать геологические и петрологические признаки. Первые свидетельствуют о различиях между зоной спрединга и горным сооружением дуги, а вторые – об образовании комплекса офиолитов в надсубдукционной тектонической обстановке.

По данным предшественников, Хан-Тайширские офиолиты включают: метаперидотиты, расслоенный комплекс, габбро, дайки и вулканиты [4, 5, 6, 7]. Эти разрезы наиболее характерны для тектонических блоков и пластин северных склонов хр. Хан-Тайшири. В составе эффузивов и даек были выявлены породы с петрогеохимическими характеристиками, свойственными бонинитам, и бониниты. Также показано, что дайковый комплекс состоит из двух, различающихся по залеганию серий: первая имеет субмеридиональное простирание, вторая, прорывающая первую, – субширотное. Выше располагаются пиллоу-лавы, на которых согласно залегает толща, состоящая из кремнисто-туфогенных осадков [3].

К настящему времени детально изучен разрез Хан-Тайширского офиолитового комплекса на южном склоне хр. Хан-Тайшири в каньоне р. Сувра-гол, отражающий всю совокупность структурных элементов и соотношение пород офиолитовой ассоциации. В каньоне великолепно обнажены: эффузивы двух тектоно-стратиграфических уровней (нижние и верхние), дайковый комплекс типа «дайка в дайке» субширотного простирания и падением зон закалок на юг, а также рой параллельных даек субмеридионального простирания и субвертикальным залеганием, секущий субширотные дайки и являющиеся подводящими каналами для «верхних» эффузивов с постепенными переходами между ними, габброидный комплекс и деформированные серпентинизированные гипербазиты. Эффузивные породы перекрыты тонкослоистыми кремнями, турбидитовыми осадками с линзами пород дебрисных потоков.

«Верхние» эффузивы представлены шаровыми, подушечными и трубообразными лавами спилитов, гиалобазальтов, андезитобазальтов, андезитов и андезитодацитов. Среди лав широко развиты продукты их дезинтеграции: лаво- и гиалокластиты (шальштейны), а также лавобрекчии. Гиалокластиты не только заполняют межподушечные пространства, но и находятся в переслаивании с гиалобазальтами и спилитами, тяготея к кровлевым частям потоков, или образуют самостоятельные слои вместе с турбидита-

ми и туфоагломератами и лавобрекчиями, по-видимому, накапливавшимися в основном у подножий тектонических уступов и отдельных вулканических построек. Обломочный материал явно перемывался течениями. Несортированные офиолитокластовые и эффузивные (базальтовые) брекчии часто чередуются с турбидитами, характеризующимися градационной сортировкой материала, тонкой горизонтальной, косой и необычной концентрически-зональной слоистостью. Этими образованиями, как правило, заполняются маломощные впадины – ловушки, образующиеся в зоне разломов со сдвиговой составляющей. Вместе с ними накапливаются кремнистые осадки (яшмы) и интенсивно проявляется гидротермальная деятельность. Таким образом, субмеридиональной зоной разломов со сдвиговой составляющей контролируется парагенез пород офиолитовой ассоциации с рудоносно кремнистыми осадками. Подобные структуры широко развиты в современных океанических и периокеанических бассейнах (разломы трансформного типа). С эффузивами структурно связан комплекс параллельных даек метадолеритов, спилитов и вариолитов, играющих роль подводящих каналов. В качестве скринов в них отмечаются паргаситпироксеновые порфириты.

«Нижние» эффузивы представлены в основном трубообразными, массивными и пластинчатыми лавовыми потоками пироксеновых пикритов (порфиритов) с микропорфировой или витрофировой основной массой, но обычны и миндалекаменные разности лав со спилитовыми и долеритовыми структурами. Магмовыводящие каналы пластинчатых даек метадолеритов и метагаббро-долеритов имеют субширотное простирание. Они также группируются в пакеты даек с односторонней закалкой (падением на юг). В скринах наблюдаются измененные дайки метабазальтов (амфиболиты), амфиболизированное габбро (горнблендиты), метадиоритовые порфириты (возможно силлы). Вулканиты, как и дайковые породы, подверглись гидротермальным (пропилитизация, эпидотизация, скарнирование) и метаморфическим изменениям (зеленокаменным). Общая мощность эффузивно-дайковой серии оценивается примерно в 1750-1800 м.

Габброидный комплекс представлен (в верхней части) плагиогранофирами, диоритами, массивными лейко-, мезо- и меланократовыми габбро, меланогаббро; в нижней: пироксенитами, вебстеритами, бронзититами, плагиовебстеритами, серпентинизированными дунитами и оливинитами, находящимися в ритмичном между собой переслаивании. В нем также отмечаются горнблендиты и шрисгеймиты (породы, состоящие из псевдоморфоз талька по оливину – 25-30 % и паргасит-пироксеновых сростков – 70 %; магнетита). Габбровый комплекс прорван жилами и дайками плагиогранофиров и метадолеритов. Мощность комплекса составляет около 850-1000 м. Ниже габброидного комплекса залегают сильно деформированные и метаморфизованные дуниты и гарцбургиты (серпентинитовый меланж).

Петрохимическими исследованиями офиолитовых комплексов каньона Сувра-гол устанавливается, что магматиты (субширотного простирания) по соотношению в них оксидов титана, калия, магния и кремния попадают в поля известково-щелочных базальтов с бонинитовыми характеристиками, типичными для примитивных островных дуг Западно-Тихоокеанских бассейнов, и хорошо сопоставляются с бонинитовыми сериями из офиолитов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Магматические породы субмеридионально ориентированных параллельных даек и вулканитов по этим же параметрам отвечают известково-щелочным толеитам островных дуг (типа Японских островов). Характер распределения когерентных элементов подтверждает петрохимический анализ.

На диаграммах, показывающих взаимосвязи между оксидом титана и калия, магния и кремния, хрома и никеля, эффузивно-дайковые породы (субширотного залегания) также располагаются в полях бонинитов. Эти данные, а также наличие «бонинитов» свидетельствуют о формировании Хан-Тайширских офиолитовых комплексов в условиях спрединга дна над зоной субдукции (примитивные энсиматические дуги типа современной Марианской, Идзу-Бонинской, Тонга) и в зонах разломов окраинных бассейнов (трансформного типа). На диаграмме Дж. Шервайса породы изученных комплексов по соотношению ванадия и титана отвечают различным магмогенерирующим источникам, функционирующим в разных геодинамических обстановках [8]. Низкотитанистые породы характеризуются отношением Ti/V меньше 20, тогда как для высокотитанистых типичны отношения Ti/V=20-50, что соответствует спектру составов от Nтипа до Е-типа MORB [9], а в случае низкотитанистых – толеитам островных дуг (Ti/V =10-20 при Ti – 2000-5000 г/т) либо породам бонинитовой серии.

- [1] Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии и кембрии. - М.: Наука, 1987. - 59 с.
- [2] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. - 1994. - Т. 35, № 7-8. - С. 8-28.
- [3] Моссаковский А.Н., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1978. № 1. С. 3-32.
- [4] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. - 1978. - № 1. - С. 19-42.
- [5] Перфильев А.С., Херасков Н.П. Диабазовые комплексы и проблема океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64-105.
- [6] Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25-40.
- [7] Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- [8] Cameron W.E., McCulloch I.C. M., Walker D.A. Bonninite petrogenesis: chemical and Nd–Sr isotopic constraints // Earth Planet. Sci. Lett. - 1983. - V. 65. - P. 90-106.
- [9] Shervais I.W. Ti V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. - 1982. - V. 59, № 2. - P. 101-118.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧИНГАСАНСКОЙ И ВОРОГОВСКОЙ СЕРИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.А. Постников *, А.Д. Ножкин**, К.Е. Наговицин*, А.В. Травин***, А.М. Станевич****, Т.А. Корнилова****, Д.С. Юдин ***, М.С. Якшин*, Б.Б. Кочнев*

* Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, postnikovaa@uiggm.nsc.ru
** Новосибирск, Институт геологии СО РАН, nozhkin@uiggm.nsc.ru
***Новосибирск, Аналитический центр ОИГГиМ СО РАН, travin@uiggm.nsc.ru
**** Иркутск, Институт земной коры СО РАН, astan@crust.irk.ru

Исследование неопротерозойских комплексов краевых областей Сибирского кратона и его обрамления направлено на решение фундаментальной проблемы реконструкции процессов формирования покровно-складчатых поясов на стадиях их заложения. Заключительная стадия неопротерозойского этапа развития континентальных окраин Енисейского кряжа и Восточного Саяна знаменуется формированием ряда рифтогенных прогибов, выполненных в нижней части субаэральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней – морскими терригенно-карбонатными флишоидными отложениями [1, 2]. Последние имеют широкое распространение, особенно в структурах Приангарья Енисейского кряжа (ослянская, широкинская (по [3]) серии).

В северной части Енисейского кряжа эти отложения представлены чингасанской, вороговской и чапской сериями, которые слагают Тейский и Вороговский прогибы. В современной структуре неметаморфизованные отложения этих подразделений позднего докембрия распространены в грабенах и грабен-синклиналях, залегая несогласно с конгломератами в основании на метаморфических толщах разных стратиграфических уровней докембрия и гранитоидах. Важность данных исследований обусловлена крайне противоречивыми точками зрения на возраст, объем, корреляцию и природу этих образований, в том числе на возможное проявление в них ледниковых отложений [4-6]. В настоящем сообщении приводятся новые геологические, палеонтологические материалы и изотопно-геохронологические данные о возрасте неопротерозойских образований чингасанской и вороговской серий Енисейского кряжа и их корреляция с типовыми разрезами юга Сибирского кратона.

Вороговская серия развита в северо-западной части Енисейского кряжа и представлена пестроцветными терригенными, в том числе грубообломочными, отложениями северореченской свиты и карбонатно-терригенными осадками мутнинской и сухореченской свит. Среди онколитовых известняков мутнинской свиты развиты маломощные (0,3-4 м) горизонты кристаллокластических туфов основного состава [1]. Чингасанская серия распространена преимущественно в северо-восточной части Заангарья. Западнее, в центральной зоне, она слагает Уволжский грабен и верхнюю часть неопротерозойского разреза Верхневороговской грабен-синклинали. В ее строении выделяют три свиты: лопатинскую, образованную преимущественно красноцветными грубоообломочными терригенными, а в верхах разреза терригенно-карбонатными отложениями, карьерную, представленную чередованием кварцитовидных песчаников, алевролитов и аргиллитов, и чивидинскую, сложенную флишеобразно переслаивающимися известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Палеонтологические данные:

В большинстве препаратов из отложений чингасанской серии формы микрофоссилий являются немногочисленными. Относительно богатыми, как по численности, так и по разнообразию таксонов, являются пробы из чивидинской свиты. В них присутствуют два основных типа остатков. Во-первых, сотни экземпляров октаэдрических форм, нередко образующих изометричные и цепочечные «сростки». Отмечаются «сро-
стки» октаэдрических и округлых форм. Менее представительными выглядят относительно мелкие темные округлые и с выростами формы, сопоставляющиеся с микрофоссилиями южного обрамления Сибирской платформы. Ассоциация микрофоссилий чивидинской свиты чингасанской серии представлена следующими видами: Bailikania sp., Bavlinella variabilis (Moorm), Bavlinella sp., Bavlinella faveolata Shep Centrum sp., Floris cf. vitimus Stan. et Zhel., Floris sp., Leiosphaeridia ternata (Tim.), Margominuscula rugosa Naum., Micrhystridium aff. certum Trestsh., Nucellosphaera tuberculifera (Fajz.), Octoedryxium intrarium Tim., O. neftelenicum (Rud.), O. pritulai (Rud.), O. truncatum Rud., Paracrassosphaera sp., Proteus sp., Pterospermopsimorpha salebrosa (Pych.), Retiforma laevis Stan.,, Rosella limbata Stan., Symplassosphaeridium Tim., Tchuja granosa Stan., Tchuja sp., Bailikania sp. Sibiriella sp., Tchuja zonalis Stan.

Из отложений северореченской свиты вороговской серии описаны следующие формы: Bavlinella faveolata Shep., Bavlinella variabilis (Moorm.), Floris sp., Micrhystridium sp., Sibiriella sp., Symplassosphaeridium sp., Tchuja zonalis Stan., Retiforma aff. tolparica Mikh., Retiforma sp., мелкие акантоморфные формы плохой сохранности с расширяющимися на конце выростами Skiagia sp. Найдены также ветвящиеся формы, близкие к Paleovaucheria clavata Herm., которые, вероятно, представляют собой остатки эукариотических водорослей. В мутнинской свите вороговской серии найдены формы: Bavlinella faveolata Shep., Bavlinella variabilis (Moorm.), Mycrhistridium sp., Paracrassosphaera sp., Sibiriella sp., Symplassosphaeridium sp.

Изученный набор микрофоссилий Bailikania sp., Centrum sp., Floris cf. vitimus Stan. et Zhel., Floris sp., Mycrhystridium aff. certum Trestsh., Paracrassosphaera sp., Retiforma aff. tolparica Mikh., Retiforma sp., Tchuja granosa Stan., Tchuja sp. входит в ассоциацию таксонов, которая впервые появляется в отложениях жуинского горизонта Прибайкальского и Приленского районов. Появление отдельных элементов или признаков этих форм отмечается и в отложениях верхней части дальнетайгинского горизонта позднего рифея [7]. Наиболее древняя находка акантоморфных акритарх Skiagia известна из формации Биттер Спрингс криогения Центральной Австралии [8].

Таким образом, описанный набор микрофоссилий наиболее близок к ассоциации форм, которая на юге Сибирской платформы впервые появляется в отложениях верхней части байкалия или в позднем неопротерозое.

Геологические и изотопно-геохронологические данные:

Севернее р. Тея нижняя часть флишоидной толщи чивидинской свиты чингасанской серии замещается своеобразными конгломератами, широкоизвестными в литературе как тиллиты, валунно-галечниковые аргиллиты [9], среди которых в верховьях р. Вороговка распространены продукты вулканизма трахибазальтовой и трахибазальтщелочно-трахитовой ассоциаций [1, 10, 11]. Три участка наиболее интенсивного развития вулканизма (Захребетнинская вулкано-тектоническая структура, руч. Листвяжный и Лиственный) являются центрами извержений. Вулканические породы представлены субщелочными базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, щелочными трахитами и их туфами. Эффузивы и туфы цементируют грубообломочный валунногалечниковый материал, слагают эффузивно-пирокластические пачки. В бассейне р. Захребетной продукты щелочного магматизма слагают крупную вулканотектоническую структуру (кальдеру обрушения крупного палеовулкана центрального типа), выполненную вулканогенно-осадочными отложениями чивидинской (захребетнинской) свиты, нижняя часть которой сложена несортированными валунно-галечниковыми конгломератами, расслоенными трахибазальтами, их туфами и аргиллитами. В районе руч. Листвяжный эта грубообломочная вулканогенно-терригенная толща залегает на отложениях карьерной свиты. В отложениях, выполняющих кальдеру, размещены два штока субщелочных и щелочных пород субвулканического облика, представляющих, очевидно, магмоподводящие каналы [11]. Более мелкие тела представлены трахидолеритами и амфибол-пироксеновыми фойяитами. Породы одного из таких тел, образованного порфировидными трахидолеритами, нами детально изучены. Данное тело обнажается в виде изолированной горки коренных пород, размером 150×70 м, в 2,7 км от слияния рек Прав. и Лев. Захребетной по аз. 200°. Центральная его часть сложена крупнопорфировыми трахидолеритами. Степень раскристаллизации постепенно уменьшается к периферии, а в самых апикальных частях развиты афировые разности с шаровой отдельностью, по структуре соответствующие трахибазальтам. Подобные разности вулканогенных пород нами встречены среди микститовой части разреза чивидинской свиты, на что в свое время обращали внимание ряд исследователей [10, 11]. Более того, в бассейне руч. Листвяжный мощность этих тел достигают 100 м, а сам разрез насыщен синхронным туфовым материалом, что прекрасно видно в обнажениях по прав. берегу р. Вороговка в интервале 2–4 км вниз от устья руч. Лиственный. Мономинеральные фракции биотита и пироксена из наиболее свежих трахидолеритов исследованы Ar-Ar изотопным методом.

Трахидолериты – темно-серые массивные породы порфировидного облика. Основная масса тонкокристаллическая, панидиоморфнозернистая с размером зерен 0,04-0,15 мм, образована лейстами полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза, табличками титанавгита, плеохроирующего в светло-розовых тонах, и отдельными пластинками оранжево-красного биотита. Акцессорные минералы: титан-авгит, лейкоксен, рутил, апатит. Порфировые выделения (размером до 1,4 х 0,8 мм) представлены метакристаллами титанавгита, содержащими включения плагиоклаза и титаномагнетита, а также пластинками биотита с пойкилитовыми выделениями титанавгита и плагиоклаза. Химический состав двух образцов субщелочных долеритов и трахидолеритов (SiO₂ – 47,28 и 48,80; TiO₂ – 1,86 и 2,18; Al₂O₃ – 15,22 и 18,59; Fe2O3 общ. – 14,76 и 10,62; MnO – 0,29 и 0,22; MgO – 6,03 и 3,67; CaO – 10,81 и 9,22; Na₂O – 1,83 и 2,83; K₂O – 1,27 и 2,36; P₂O₅ – 0,24 и 0,43; п.п.п. – 0,34 и 1,13, мас. %) близок вмещающим трахибазальтам [**10**] и характеризуется повышенным содержанием Ti, Fe, Na, K и P. Для них характерна также повышенная примесь крупноионных и высокозарядных элементов: Rb, Sr, Ba, Th, U, ЛРЗЭ, Zr. Hf, Ta, Nb и Y и дифференцированный спектр РЗЭ ((La/Yb)n – 4-9).



Изотопное Ar-Ar исследование минералов, выделенных из пробы трахидолеритов, выполнено в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН, аналитики А.В. Травин и Д.С. Юдин. Мономинеральная фракция свежего красновато-коричневого биотита показывает возраст 696±8,5 млн лет (рис.). Это значение соответствует времени закрытия Ar-Ar изотопной системы биотита в период его кристаллизации и быстрого остывания в приповерхностных условиях и принимается за возраст формирования пород захребет-

нинского вулканоплутонического комплекса и чивидинской свиты чингасанской серии. Менее чистая фракция титанавгита с отдельными включениями плагиоклаза, титаномагнетита отличается неоднородным спектром. Только 30 % выделенного ³⁹Ar показывает возраст 695 млн лет, совпадающий с данными, полученными по биотиту. Среднее значение возраста по всему спектру (95 % выделенного ³⁹Ar) несколько ниже и составляет 675±12 млн лет, что, вероятно, обусловлено влиянием примеси других минералов, в первую очередь плагиоклаза, наименее устойчивого к последующим термальным воздействиям. Ранее аналогичное значение возраста (около 700 млн лет) было получено K-Ar методом по пробе трахибазальтов (по породе в целом, определение Л.В. Фирсова, неопубликованные данные А.Д. Ножкина), а также из их аналогов в бассейне р. Нойба [11].

Изложенные материалы свидетельствуют о формировании отложений чингасонской и вороговской серий в позднем неопротерозое (криогении). Эта эпоха характеризовалась развитием рифтогенных прогибов, накоплением терригенных, в том числе грубообломочных валунно-галечниковых образований и проявлением синхронного субщелочного и щелочного магматизма.

- [1] Ножкин А.Д., Гавриленко В.А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембрия. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
- [2] Советов Ю.К. Позднерифейский рифтогенез и байкальский цикл геодинамического развития Сибирской платформы // Рифей Северной Евразии. Геология, общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург, 1997. С. 223-230.
- [3] Качевский Л.К. Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1:500000. Красноярск: Государственное предприятие «Красноярскгеологосъемка», 1998.
- [4] Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. 330 с.
- [5] Советов Ю.К. Вендское оледенение Сибирского кратона // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 120-122.
- [6] 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.
- [7] Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. - М.: Недра, 1992. - 158 с.
- [8] Wenlong Z., Walter M.R. Late Proterozoic and Cambrian microfossils and biostratigraphy Amadeus Basin, Central Australia. - Brisbane: Association of australian palaeontologists, 1992. - 132 p.
- [9] Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.
- [10] Миронов А.Г., Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. Новосибирск: Наука, 1978. 254 с.
- [11] Динер А.Э. Эталон захребетнинского трахибазальт-щелочнотрахитового комплекса (Енисейский кряж). Красноярск: Красгео, 2000. 110 с.

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ УРАЛА

В.Н. Пучков

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

Из проблемных вопросов истории литосферы Урала, требующих всестороннего обсуждения именно сегодня, следует в первую очередь назвать следующие:

1. Какова природа рифейско-вендских комплексов Урала, каковы их структурные связи?

2. Существовал ли Палеоуральский океан, и был ли он новообразован в ордовике или развитие палеоокеанических структур Урала было непрерывным с докембрия?

3. Какова природа Лемвинской зоны Урала и ее аналогов?

4. Каковы особенности геодинамики уральских островных дуг?

5. Какова природа, временные рамки, количественные показатели неотектонического этапа развития Урала?

6. Какова связь геодинамики и металлогении на Урале?

Особенно остро развернулась в последнее десятилетие дискуссия по первым трем пунктам. Дискутируется, прежде всего, вопрос, имел ли место в докембрийской геологической истории Урала цикл Вильсона, начавшийся заложением океанических структур и завершившийся складчатостью [1], или докембрийскую историю этой складчатой области надо рассматривать исключительно в рамках представлений о подготовительных, дейтероорогенических процессах рифтогенной природы [2]. Новые данные, появившиеся в самое последнее время, существенно подкрепляют первую точку зрения [3], хотя остается масса нерешенных вопросов, и в частности: являлась ли уральская окраина Балтики изначально пассивной континентальной окраиной Родинии, затем превратившейся в активную [4, 5], или же она возникла в результате позднерифейского рифтогенеза при распаде Родинии, а возникший на ее месте Тиманский ороген противолежал кадомидам [1, 6, 7]. С решением последнего вопроса тесно связана проблема Палеоуральского океана: действительно ли, как думают [1, 8], океан возник как естественное продолжение позднекембрийско-раннеордовикского процесса эпиконтинентального рифтогенеза, или его развитие было сквозным, унаследованным от протерозоя [9, 10]. В свою очередь, эта проблема теснейшим образом увязывается с другим вопросом: является ли Лемвинская зона и ее аналоги на Урале частью пассивной окраины континента [11] или это лишь плечо грабена, заложившегося на границе континента и докембрийского океана и не развившегося в океан [12].

Особое внимание в последнее время привлекают вопросы палеогеодинамики уральских островных дуг, уникальная сохранность которых дает возможность решать целый ряд вопросов: в частности, каковы причины изменений в вулканическом и седиментационном режиме палеозойских дуг. Особое внимание исследователей привлекает вопрос: имело ли место столкновение Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента, как считают [13], или же сценарий развития Магнитогорской дуги в позднедевонское время был существенно иным [14, 15].

В последние годы, благодаря применению методики фишн-трек анализа, дистанционных методов исследований, моделирования и других подходов, наблюдается возрождение интереса к неотектоническому этапу развития территории [16 и др.]. При этом подвергаются пересмотру как продолжительность проявления неотектонического этапа, так и масштабы эрозии, возраста нагорных террас и другие важные параметры процесса [17].

Наконец, постоянным проблемным вопросом является связь геодинамики и ме-

таллогении (минерагении). Авторы проекта стараются использовать наработки, полученные в результате 3-летнего цикла его выполнения, в целях лучшего понимания процессов возникновения месторождений полезных ископаемых на Урале [18,19, 20 и др].

В рамках данной публикации невозможно развернутое обсуждение этих вопросов, с привлечением необходимого фактического материала. Однако можно надеяться, что на предстоящем совещании будет иметь место соответствующая дискуссия.

- [1] Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 149 с.
- [2] Иванов С.Н., Русин А.И. Поздневендская стадия развития Урала // Геотектоника 2000. 3. С. 21-32.
- [3] The Neoproterozoic timanide orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds). Geological Society, London, Memoirs, 30. – 2004. – 248 p.
- [4] Meert J.C., Powell C.McA. Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume // Precambrian Research. – 2001. – 110. – P. 1-8.
- [5] 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.
- [6] Meert J.G., Torsvik T.H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // Tectonophysics. – 2003. – 375. – P. 261-288.
- [7] Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену (в печати).
- [8] Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR, a plate tectonic synthesis // American Geophysical Union, Geodynamic Series 1990. 21. 242 p.
- [9] Самыгин С.Г., Руженцев В.С. Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // ДАН. – 2003. – Т. 392, № 2. – С. 226-229.
- [10] Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. 4. С. 20-44.
- [11] 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. – 132. – P. 9-32.
- [12] Руженцев С.В., Диденко А.Н. Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 133-135.
- [13] 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.
- [14] Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
- [15] Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84-134.
- [16] Mikhailov V.O., Tevelev A.V., Berzin R.G., Kiseleva E.A., Smolyaninova E.I., Suleimanov A.K., Timoshkina E.P. Constraints on the Neogene-Quaternary geodynamics of the Southern Urals: comparative study of Neotectonic data and results strength and strain modeling along the URSEIS Profile // Mountain building in the Uralides: Pangea to the present / Edited by D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov. AGU Geophysical Monograph Series, 2002. 132. P. 273-286.
- [17] Пучков В.Н., Данукалова Г.А. Новые данные о характере тектонической деформации мелпалеогенового пенеплена на Южном Урале // Геологический сборник. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2004. – 4. – С. 184.
- [18] Puchkov V. Geodynamic considerations of the Uralian minerageny // Mineral Deposit Research: Meeting the global challenge – Berlin-Heidelberg: Springer VLG, 2005. – P. 45-49.
- [19] Seravkin I.B. Regularities of localization and conditions of formation of VMS deposits in the Urals (к печати).
- [20] Salikhov D.N., Puchkov V.N. Mineral deposits of Bashkortostan Republic (κ печати).

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА – НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Л.З. Резницкий*, И.Г. Бараш*, В.П. Ковач**, В.Г. Беличенко*, Е.Б. Сальникова**, А.Б. Котов**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, garry@crust.irk.ru **Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, kovach@IK4843.spb.edu

Большая часть интрузивных пород Джидинского террейна (Джидинской зоны каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса) известна в литературе как джидинский интрузивный комплекс, выделенный П.И. Налетовым еще в 30-х годах прошлого века под названием "Джидинская интрузия" [1]. В комплекс были включены практически все домезозойские интрузивные породы среднего и верхнего течения р. Джида – от габброидов до лейкократовых гранитов. Кроме того, выделялся предположительно более древний, чем джидинский, нашитуйский гранитоидный комплекс, представленный Купчинским интрузивом. П.И. Налетов рассматривал джидинский комплекс как полифациальный, все типы пород которого ("фации") сформировались близко одновременно. Позднее доминирующим стало представление о формировании джидинского комплекса в несколько (до четырех) последовательных фаз с гомодромной направленностью дифференциации. Чаще всего выделялось три фазы. К первой фазе относились габброиды и гранитоиды повышенной основности – от диоритов до тоналитов, ко второй – известково-щелочные сиениты, монцониты, граносиениты, к третьей – лейкократовые граниты. Еще один тип пород – порфировидные граниты, слагающие довольно крупные поля, иногда включались во вторую фазу, иногда в третью, а иногда выделялись в самостоятельную фазу.

Сомнения в том, что джидинский интрузивный комплекс является именно единым дифференцированным комплексом, а не искусственным объединением разновозрастных и разнотипных интрузий (комплексов), образующих полихронные плутоны, существовали постоянно. З.И. Петрова [2] на основании петролого-геохимического анализа пришла к заключению, что в составе джидинского интрузивного комплекса выделяется две серии пород с различной геохимической спецификой и направленностью петрохимической эволюции. Породы первой фазы являются продуктами кристаллизации гибридной магмы кварцево-диоритового состава, гранитоиды второй-третьей фаз – результат дифференциации гранитоидной, близкой по составу граносиенитовой, магмы. Обе серии следует рассматривать как "самостоятельные геологические образования". Еще более определенно на этот счет высказалась А.Н. Дистанова [3], выделяющая в Джидинской зоне четыре "самостоятельных в возрастном и формационном отношении" интрузивных комплекса в следующей возрастной последовательности: раннепалеозойские габбро-норитовый и тоналит-диоритовый комплексы, среднепалеозойский (?) комплекс сиенитов-граносиенитов, позднепалеозойский (?) – лейкократовых гранитов. В тоналит-диоритовом комплексе выделялось два типа массивов. Первый тип - неоднородные по составу (от диоритов до тоналитов и гранодиоритов) интрузивы, содержащие многочисленные блоки-реликты пород габбро-норитового комплекса, ороговикованных боковых пород (петротип – Модонкульский массив). Второй тип – небольшие, относительно однородные по составу (преимущественно тоналиты) собственно интрузивные массивы (например, Барунгольский, Дархинтуйский).

На "Карте магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части

МНР" масштаба 1:500000, изданной в 1988 г., единого джидинского комплекса уже нет; возрастное деление пород здесь близко схеме А.Н. Дистановой: от нижнего-среднего кембрия до верхнего палеозоя. Подчеркнем, что до последнего времени ни одна из предлагавшихся схем не была подтверждена современными изотопно-геохронологичес-кими данными; имелись только очень немногочисленные К-Аг датировки с диапазоном от среднего до верхнего палеозоя.

Первые надежные датировки джидинских интрузивных пород опубликованы год назад И.В. Гордиенко с соавторами [4]. Были исследованы пироксен-роговообманковые габбро Холтосонского "массива", образующие блоки среди пород Модонкульского массива, и кварцевые диориты последнего (проба БКЛ-299). U-Pb методом по акцессорным цирконам были получены совпадающие в пределах погрешностей значения 506±1 и 504±2 млн лет для габбро и кварцевых диоритов, соответственно. Эти данные не подтвердили отнесение габброидов и гранитоидов к разновозрастным комплексам, предполагавшееся А.Н. Дистановой. С другой стороны, в отличие от А.Н. Дистановой, гранитоиды повышенной основности И.В. Гордиенко с соавторами разделяют на две фазы – более раннюю диоритов-кварцевых диоритов (504±2 млн лет) и последующую тоналитов-плагиогранитов.

Нами были исследованы еще три типа пород из разных гранитоидных массивов (рис. 1): биотит-амфиболовые тоналиты Дархинтуйского массива (проба DV-11/1); биотит-амфиболовые гранодиориты Хулдатского массива (проба ДГА-7); известковощелочные сиениты Шабартаевского массива (проба ДГА-3).

Дархинтуйский массив, по А.Н. Дистановой, относится к массивам второго типа тоналит-диоритового комплекса, а Хулдатский по строению скорее ближе Модонкульскому, т.е. неоднородным массивам первого типа. Шабартаевский массив – один из петротипических для сиенитов-монцонитов третьего комплекса по А.Н. Дистановой или второй фазы джидинского комплекса в старых схемах.



Рис. 1. Схема размещения РZ интрузивных пород восточной части Джидинского террейна:

1 – юрские отложения; 2 – Хамардабанский террейн; 3 – Джидинский террейн; 4-5 – джидинский комплекс: 4 – сиениты, монцониты, лейкограниты; 5 – диориты, гранодиориты, тоналиты; 6 – нашитуйский комплекс; 7 – места отбора проб: 1 – DV-11/1, 2 – ДГА-7, 3 – ДГА-3; 4 – БКЛ-299 [4].

U-Pb методом по циркону для тоналитов и гранодиоритов получены совпадающие конкордантные значения возраста 489±2 и 490±2 млн лет, соответственно. Таким образом, среди интрузивных пород (и массивов), традиционно считавшихся одновозрастными, выявляется два временных уровня с разрывом порядка 15 млн лет (с учетом погрешностей 10–20 млн лет).

Магматиты Модонкульского массива, по И.В. Гордиенко с соавторами, являются дифференциатами единой габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной серии и по петрогеохимическим параметрам отвечают надсубдукционным островодужным гранитоидам І-типа. Предполагается, что они внедрились в период зрелой стадии развития Джидинской островной дуги и фиксируют завершение формирования островодужной системы.

По тем же петрогеохимическим критериям тоналиты Дархинтуйского массива и гранодиориты Хулдатского (как и кварцевый диорит Модонкульского массива) также можно отнести к островодужным гранитоидам І-типа. У них, как и у кварцевого диорита БКЛ-299, проявлены "геохимические метки" надсубдукционных магматитов – прежде всего, отчетливые минимумы по ниобию-танталу и цирконию-гафнию (рис. 2).



Рис. 2. Спайдердиаграмма для гранитоидов Джидинского террейна (средняя кора по С.Р. Тейлору, С.М. Мак-Леннану).

тоналиты Дархинтуйского массива;
гранодиорит Хулдатского массива;
сиенит Шабартаевского массива;
кварцевый диорит БКЛ-299 из Модонкульского массива (данные И.В. Гордиенко и др., статья в печати).

Габброиды Холтосонского и диориты Модонкульского массивов характеризуются низкими величинами (87 Sr/ 86 Sr)_i в интервале 0.7031–0.7038, высокими положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от +6.4 до +7.6 и значениями Nd модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 0.80-0.74$ млрд лет [4]. Изотопные и геохимические данные свидетельствуют о их формировании при плавлении деплетированного мантийного источника при подчиненном вкладе долгоживущего корового материала. По своим изотопным характеристикам эти породы сопоставимы с гранитоидами каледонской изотопной провинции Центральной Азии [5]. В отличие от магматитов Модонкульского массива, гранодиорит Хулдатского и тоналиты Дархинтуйского массивов имеют низкие величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1.1 до -2.2 и среднерифейские значения $T_{Nd}(DM)=1.4-1.1$ млрд лет, что свидетельствует о формировании исходных расплавов при плавлении преимущественно долгоживущего корового материала. Иными словами, к моменту становления этих массивов уже произошло совмещение каледонского ювенильного и древнекорового источников.

Джидинский террейн рассматривается как сложное покровно-складчатое сооружение, в истории формирования которого возникала не одна зона субдукции и островная дуга [6]. Можно предположить, что образование двух однотипных (но различающихся по источникам) разновозрастных комплексов гранитоидов связано с разными импульсами (стадиями) субдукции и закрытия палеоокеана.

Для сиенита Шабартаевского массива U-Pb методом по циркону получена конкордантная датировка 298±1 млн лет. Эта цифра впервые однозначно решает вопрос о "джидинском интрузивном комплексе" в его первоначальном понимании. Доказана точка зрения тех исследователей, которые считали джидинский комплекс "сборным", объединяющим разновозрастные и разнотипные комплексы.

Сиениты характеризуются положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)=+2.3-+2.6$ и значениями $T_{Nd}(DM)=0.8$ млрд лет. Геохимические и Nd изотопные данные свидетельствуют о формировании исходных расплавов сиенитов при плавлении источников каледонского возраста.

Временной уровень магматизма вблизи 300 млн лет хорошо известен. Как правило, к нему относятся проявления анорогенного магматизма в связи с мантийными плюмами или рифтогенезом. Диагностика по известным классификационным диаграммам не дает однозначной идентификации геохимического и геодинамического типа сиенитов. При несколько повышенном (не во всех образцах) содержании циркония сиениты, в сравнении с типичными гранитоидами А-типа, характеризуются низкими концентрациями таких высокозарядных элементов, как Y, Nb, Ce. Поэтому на известных диаграммах Дж. Пирса и др. они не попадают в поля внутриплитных гранитоидов, а группируются вместе с тоналитами–гранодиоритами. На диаграммах Дж. Уоллена и др. по соотношениям Zr, Nb, Ce, Y с железистостью, Ga/Al отношению и другим породы занимают пограничную позицию – частью в полях А-типа, частью – нет. На спайдердиаграмме (рис. 2) хорошо выражен Nb-Ta минимум, как и у тоналитов-гранодиоритов.

Мы не исключаем возможности формирования гранитоидов этого временного уровня в ареале среднепозднепалеозойского магматизма, соответствующего активным континентальным окраинам и возникшего в связи с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана [7].

В заключение напомним, что возраст двух достаточно распространенных типов интрузивных пород Джидинского террейна – порфировидных и лейкократовых гранитов – пока остается неустановленным, и не решен вопрос о возрасте и существовании нашитуйского комплекса.

- [1] Налетов П.И., Шалаев К.А., Деулл Т.Т. Геология Джидинского рудного района. Иркутск: Иркутское областное издательство, 1941. 282 с.
- [2] Петрова З.И. Петролого-геохимическая характеристика джидинского интрузивного комплекса // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. – М.: Наука, 1972. – С. 5-47.
- [3] Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 49-123.
- [4] Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ковач В.П. и др. Состав, Pb-U изотопный возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат. научн. совещ. Т. 1. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. – С. 95-98.
- [5] Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. – 2004. – V. 23. – P. 605-627.
- [6] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Джидинская зона фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. – 1996. – № 4. – С. 25-42.
- [7] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 11-25.

ПЛАГИОГРАНИТЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ, ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

С.Н. Руднев, Н.Н. Крук, М.Л. Куйбида

Новосибирск, Институт геологии CO PAH, rudnev@uiggm.nsc.ru

В Алтае-Саянской складчатой области (АССО) тоналит-плагиогранитоидные ассоциации распространены крайне неравномерно и приурочены к блокам земной коры, имеющим различный вещественный состав и различную геологическую историю. Результаты изотопно-геохронологических исследований, проведенных в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Горном и Рудном Алтае, Западном Саяне и Туве [1-8], показали, что тоналит-плагиогранитоидные ассоциации прослеживаются от раннего кембрия до среднего-позднего карбона. В целом может быть выделено три мегаритма (крупных временных интервала) формирования плагиогранитных ассоциаций: $€_1, €_3$ -O₁, D₂-C₃ [9]. Последний (среднепалеозойский) мегаритм в некоторых регионах (например в Рудном Алтае) характеризуется образованием серии сменяющих друг друга близодновозрастных плагиогранитоидных ассоциаций.

Генерация плагиогранитоидных магм происходила в различных геодинамических режимах (спрединговые центры, островные дуги и активные континентальные окраины, аккреционные и коллизионные обстановки), что отразилось на их петрогеохимическом составе.

В основу исследования положена геохимическая классификация Л.В. Таусона, позволяющая различать плагиогранитоиды толеитового ряда (М-тип) и плагиогранитоиды андезитового ряда (І-тип). Последние, в соответствии с рекомендациями **[10-11]**, разделены на "низкоглиноземистые" и "высокоглиноземистые". Это разделение не случайно, поскольку отражает две контрастные (в первую очередь по давлению) обстановки формирования плагиогранитных магм: при P > 10-12 кбар в равновесии с гранатсодержащими реститами ("высокоглиноземистые" плагиограниты с Al₂O₃>15 % и низкими содержаниями лантаноидов иттриевой группы) и при P < 10 кбар в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом ("низкоглинозёмистые" плагиограниты с Al₂O₃<15 % и более высокими концентрациями HREE) **[10, 12]**.

Данные геохимических исследований показали, что по особенностям вещественного состава плагиограниты АССО разделяются на три дискретных группы, имеющих разное распространение на каждом возрастном рубеже. К первой группе относятся плагиогранитоиды толеитового ряда (М-тип), характеризующиеся низкими содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ), пологими или положительными спектрами их распределения, ко второй – "низкоглиноземистые" плагиогранитоиды андезитового ряда (І-тип), которые характеризуются более высокими содержаниями РЗЭ (при умеренных концентрациях тяжелых РЗЭ), отрицательными спектрами их распределения, к третьей – "высокоглиноземистые" плагиогранитоиды андезитового ряда (І-тип), имеющие еще более крутые отрицательные спектры распределения РЗЭ и низкие содержания лантаноидов иттриевой группы.

Раннекембрийские плагиогранитоиды формировались, преимущественно, в островодужной обстановке. Гораздо реже на этом этапе встречаются интрузии, для которых можно предполагать связь с магматизмом спрединговых центров.

Спектр составов раннекембрийских плагиогранитоидов включает все вышеуказанные геохимические типы. Гранитоиды М-типа здесь развиты незначительно и представлены мелкими массивами, реже слагают отдельные тела в составе крупных поли-

хронных батолитов. К ним относятся: в Кузнецком Алатау - Тылинский массив в составе Тылинско-Кожуховского полихронного батолита; в Горном Алтае - Мештуерыкский массив [5]; в Восточной Туве - ряд мелких массивов в составе Каахемского и Таннуольского полихронных батолитов [13]. "Высокоглиноземистые" плагиограниты І-типа представлены мелкими массивами, пространственно сопряженными с породами офиолитовой ассоциации в Кузнецком Алатау (Кундусуюльский ультрабазит-базитовый плутон) и Горной Шории (Кштинский). "Низкоглиноземистые" плагиогранитоиды Ітипа наиболее распространены на этом рубеже. Как правило, они образуют крупные мезо- и гипабиссальные массивы в Западном Саяне (Енисейский и Табатский) и Северо-Восточном Алтае (Саракокшинский) [5, 8]. Субстраты плагиогранитов, связанных с офиолитовыми ассоциациями (как высоко-, так и низкоглиноземистых), по результатам геохимического моделирования отвечают океаническим базальтам с варьирующими соотношениями компонентов MORB и OIB. Протолит островодужных плагиогранитов был представлен главным образом островодужными толеитовыми базальтами и андезитобазальтами с незначительной примесью вещества океанического основания островных дуг.

Позднекембрийско-раннеордовикские плагиогранитоиды проявлены в пределах АССО значительно шире. Большая их часть имеет аккреционно-коллизионную природу, однако некоторые ассоциации, по-видимому, маркируют завершающие стадии субдукционных процессов. По вещественному составу позднекембрийско-раннеордовикские плагиогранитоиды также подразделяются на три геохимических типа. Плагиогранитоиды первой группы (М-тип) наблюдаются только в структурах Северо-Саянской островодужной зоны в виде небольших интрузивных тел в краевой части Табатского плутона [8]. Здесь они пространственно ассоциируют с раннекембрийскими "низкоглиноземистыми" плагиогранитами островодужного типа. Формирование этих гранитоидов связывают с завершающим этапом субдукционных процессов в Северо-Саянской островодужной зоне. "Низкоглиноземистые" плагиогранитоиды І-типа на этом рубеже по-прежнему являются преобладающими как в пределах АССО, так и на сопредельной территории Западной Монголии. Их формирование сейчас связывают с аккрекционно-коллизионными геодинамическими процессами [1, 4, 5, 7]. Плагиогранитоиды этого типа образуют крупные плутоны в составе полихронных батолитов Тувы (Каахемский, Таннуольский, Хамсаринский плутоны), Кузнецкого Алатау (Кожуховский массив в составе Тылинско-Кожуховского полихронного батолита), реже - мелкие самостоятельные массивы (Джегантерекский массив в Курайской зоне Горного Алтая). "Высокоглиноземистые" плагиогранитоиды І-типа проявлены ограниченно. На современном эрозионном срезе они представлены серией крупных массивов в Туве (Терехтыг-Чедерский массив и ряд мелких штоков в составе Каахемского полихронного батолита) и на Батеневском кряже (Аскизский) [2, 7].

Состав протолитов гранитоидов этого возрастного рубежа отличается наибольшей «пестротой» и варьирует от MORB до известково-щелочных островодужных базальтов. В целом необходимо отметить увеличение, по сравнению с раннекембрийским этапом, роли «обогащенных» (островодужных) протолитов. Другая особенность позднекембрийско-раннеордовикского рубежа – отсутствие четкой корреляции между особенностями вещественного состава плагиогранитоидов и геодинамической обстановкой их проявления.

<u>Среднепалеозойские плагиогранитоидные ассоциации</u> сформированы, преимущественно, в обстановке активных континентальных окраин. Значительно реже среди них встречаются коллизионные образования, маркирующие ремобилизацию метабазитового основания островодужных и турбидитовых террейнов. Масштабы среднепалеозойского плагиогранитного магматизма лишь немного уступают описанному выше позднекембрийско-раннеордовикскому рубежу.

По вещественному составу на данном этапе выделяются лишь плагиогранитоиды андезитового ряда (І-тип), в то время как плагиогранитоиды М-типа отсутствуют. "Низкоглиноземистые" плагиогранитоиды І-типа образуют мелкие мезоабиссальные массивы в Горном Алтае (*Таджилинский, Шумишкинский*) и более крупные – в Рудном Алтае (*Екатерининский, Ревневско-Амелихинский, Мохнатые Сопки*) [5]. "Высокоглиноземистые" плагиогранитоиды І-типа известны в составе крупных гип-мезоабиссальных массивов Рудного Алтая (*Алейский плутон*), однако вопрос о масштабах их проявления окончательно не решен.

Выводы

1. Плагиогранитоиды толеитового ряда (М-тип) установлены только для раннепалеозойских океанических, островодужных и аккреционно-коллизионных геодинамических обстановок АССО, при этом масштабы их проявления максимальны для раннего кембрия (> $n \cdot 100 \text{ км}^2$), исчезающе малы (< $n \cdot 10 \text{ км}^2$) для рубежа кембрия-ордовика и полностью неизвестны в среднем палеозое. Это отражает прогрессирующее вовлечение в процессы гранитообразования вещества новообразованной континентальной коры и снижение роли ювенильного океанического субстрата.

2. Плагиогранитоиды андезитового ряда (І-тип) являются преобладающими на всех возрастных рубежах. При этом одновременно (или близодновременно) проявляются как "низкоглиноземистые", так и "высокоглиноземистые" тоналит-плагиогранитоидные ассоциации, что позволяет рассматривать их как надежный парный петрологический индикатор субдукционного петрогенезиса.

3. Масштабы "низкоглиноземистых" тоналит-плагиогранитоидов на каждом возрастном интервале резко преобладают (на порядки) в сравнении с "высокоглиноземистыми" плагиогранитоидами. Если первые слагают мезо- и гипабиссальные массивы, общая площадь которых превышает 1000 кв², то вторые - лишь мелкие штоки и трещинные интрузии, площадь которых не выходит за десятки-сотни квадратных километров. Судя по тектонической позиции массивов, "низкоглиноземистые" тоналитплагиогранитоидные ассоциации отвечали, преимущественно, аккреционно-коллизионным обстановкам, неоднократно проявлявшимся в истории геологического развития АССО. Составы «низкоглиноземистых» плагиогранитоидов закономерно эволюционируют во времени, демонстрируя обогащение целым рядом несовместимых элементов.

4. Вопрос о генезисе "высокоглиноземистых" плагиогранитоидных ассоциаций более сложен. С одной стороны, они могут отражать выплавление плагиогранитоидных магм из слэба в зоне субдукции, с другой - их формирование может быть связано с увеличением мощности коры при аккреционно-коллизионных процессах, сопровождающихся погружением структурно-вещественных комплексов метабазитового основания на глубину не менее 30 км. Однако при любой интерпретации генезиса «высокоглиноземистых» плагиогранитоидов следует подчеркнуть специфику кембро-ордовикского рубежа, когда масштабы распространения пород этого типа были максимальны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 03-05-65081 и 04-05-64443) и Президиума СО РАН (Программа № 6.7.).

- [1] Владимиров А.Г. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН. - 1999. - Т. 369, № 6. - С. 795-798.
- [2] Ковалев П.Ф. и др. Чарашский комплекс петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 38-42.
- [3] Перфилова О.Ю. и др. Кембрийская островодужная ассоциация Северо-Саянской зоны // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Тез. докл. Вып. 3. Т. 1. Томск: ТГУ, 2002. С. 194-200.

- [4] Козаков И.К. 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] Шокальский С.П. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2000. 188 с.
- [6] Бабин Г.А. и др. Геологическое строение, магматизм и метаморфизм Горной Шории как одного из типовых регионов Алтае-Саянской складчатой области // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Тез. докл. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 18-30.
- [7] Руднев С.Н. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Тез. докл. Вып. 3. Т. 1. Томск: ТГУ, 2002. С. 201-207.
- [8] Руднев С.Н., Бабин Г.А. U-Pb, Ar-Ar изотопный возраст и геодинамическая интерпретация плагиогранитов Северо-Саянской зоны (Западный Саян) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Тез. докл. СПб, 2003. С. 432-435.
- [9] Руднев С.Н., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Куйбида М.Л. Геохимические типы плагиогранитоидов Алтае-Саянской складчатой области и их геодинамическая интерпретация // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания, Новосибирск, 10-13 февраля 2004 г. Т. 2. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. - С. 125-128.
- [10] Beard J.S. et al. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstone and amphibolites at 1, 3 and 6, 9 kb // J. Petrol. - 1991. - V. 32. - P. 465-501.
- [11] Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704-717.
- [12] Rapp R.P. et al. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implication for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891-931.
- [13] Дистанова А.Н. Раннепалеозойские гранитоидные ассоциации Алтае-Саянской складчатой области: их типы и индикаторная роль в палеогеодинамических реконструкциях // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 9. С. 1244-1257.

БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ: НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ РИФТОГЕННАЯ ОКРАИНА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач

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

В 60-80-е годы прошлого века знатоки геологии Байкальской складчатой области (БСО) [1, 2] подчеркивали нестандартность ее тектонического развития. Е.Е. Милановский [3] включил БСО в особую категорию "метаплатформенных тектонических областей", промежуточных по своим геологическим характеристикам между подвижными поясами и древними платформами. Д.В. Рундквист [4] также отметил особый стиль тектонической эволюции БСО в позднем докембрии, который определил как редуцированный "эпикратонный-рифтогенный". В современных палеогеодинамических реконструкциях [5, 6, 7] эволюция этого региона представлена классической схемой, разработанной для фанерозойских складчатых областей и включающей океаническую, островодужную и аккреционно-коллизионную стадии в рамках одного полного цикла Уилсона.

Новые геологические, геохронологические и изотопно-геохимические данные не согласуются с последними схемами и с новых позиций указывают на нестандартность тектонической эволюции БСО. Отметим главные выводы, вытекающие из наших новых материалов последних лет.

1. История формирования БСО включает не один, а два самостоятельных цикла байкальского тектогенеза – раннебайкальский (1000±100 - 720±20 млн лет) и позднебайкальский (700±10 - 590±5 млн лет) [8]. С каждым циклом связаны самостоятельные корообразующие события в интервалах около 1.0-0.8 и 0.7 -0.62 млрд лет.

Границы циклов определяются важнейшими событийными рубежами в тектонической эволюции БСО. Раннебайкальский цикл начинается с формирования нюрундуканской толщи базальтов N и E-MORB типов Байкало-Муйского пояса (БМП). Метабазальты нюрундуканской толщи имеют Sm-Nd изохронный возраст $1035\pm92 - 907\pm120$ млн лет при величинах $\varepsilon_{Nd}(1.0)$ от +5.6 до +7.9, соответствующих значениям $\varepsilon_{Nd}(T)$ верхнерифейской деплетированной мантии [8]. С началом раннебайкальского цикла также коррелируется образование низкокалиевых платобазальтов и накопление грабеновых фаций баллаганахской и нижней части олокитской серии в Байкало-Патомском поясе (БПП) БСО. Завершение раннебайкальского цикла связано с эпохой складчатых деформаций, метаморфизма и становлением синколлизионных гнейсо-гранитных комплексов (илеирский, кичерский) на рубеже 0.8-0.78 млрд лет в БМП и "предджемкуканским" размывом в основании верхней части неопротерозойского разреза Байкало-Патомского Патомского пояса.

Период 780±20 – 720±20 млн лет отличается становлением своеобразной субконтинентальной магматической ассоциации постколлизионного типа, которая включает пироксенит-габбро-норитовые (Среднемамаканский массив с возрастом 769±33 млн лет и $\varepsilon_{Nd}(T)$ =+2.8) и габбро-анортозитовые расслоенные интрузии (Витимконский, Кедровский массивы с возрастом 735±26 млн лет и $\varepsilon_{Nd}(T)$ = -0.8), а также вулкано-тектонические депрессии с гипабиссальными калиевыми гранитами и трахириолитами (жанокбамбукойский комплекс с возрастом трахириолитов 723±4 млн лет и гранитов 720-710 млн лет).

Начало позднебайкальского цикла связано с возобновлением рифтогенеза в период 700±10 – 665±5 млн лет [8] с образованием контрастно дифференцированных вулканических толщ (иньяптукская, якорная, каралонская). Завершение позднебайкальского цикла совпадает с началом постколлизионного или орогенного этапа развития всей территории БСО и фиксируется образованием на рубеже 590±5 млн континентальных депрессий с кислыми вулканитами падринской серии, перекрывающей со структурным и метаморфическим несогласием магматические и осадочно-вулканогенные комплексы Байкало-Муйского пояса и подстилающей обломочную мамаканскую серию юдомия.

2. Высокотемпературные и высокобарические метаморфиты БМП, считавшиеся глубокометаморфизованным "гранулит-базитовым фундаментом эродированной островной дуги" в западном сегменте пояса [6] или древнейшим образованием Северо-Муйской "глыбы" в восточном сегменте [9], имеют ранневендский возраст - 617±5 млн лет [10] и 653±21 млн лет [11], соответственно. Таким образом, эти метаморфиты, представляющие эксгумированные глубокие сечения коры БМП, связаны не с начальными, а с конечными коллизионными событиями позднебайкальского цикла тектогенеза.

3. Изотопная структура БСО, установленная по данным более 150 Nd изотопных анализов, отличается преобладанием раннедокембрийской континентальной коры. Породы ранне- и позднебайкальской новообразованной ювенильной коры локализованы в сравнительно узких и разобщенных складчатых зонах (Кичерская, Каралон-Мамаканская, Парам-Шаманская и Янская), которые идентифицируются с палеотроговыми прогибами. Раннебайкальское корообразующее событие, вероятно, соответствовало формированию коры субокеанического типа в рифтогенных бассейнах Красноморской стадии развития и ее последующей переработке. Ограниченный масштаб спрединга определил значительную роль древней коры в строении палеотрогов.

4. Эволюция неопротерозойского магматизма БСО носит прогрессивный ритмично-прерывистый характер за счет проявления двух сходных по общему составу главных ассоциаций, которые объединяют ультрабазит-базитовые и габбро-диорит-плагиогранитные интрузивные комплексы раннебайкальского и позднебайкальского циклов, сформированные в узкие временные интервалы, но имеющие различные Nd изотопные характеристики.

Раннебайкальская магматическая ассоциация представлена Маринкиным высокомагнезиальным дунит-троктолит-габбровым плутоном, крупными массивами недифференцированных высокотитанистых габбро (Иракиндинский, Сунуекитский), сложными интрузиями габбро-диорит-плагиогранит-гранитного состава ("муйский" комплекс) и мощными базальт-риолитовыми вулканическими толщами (усть-келянская, буромская). Все они формировались в узком диапазоне времени – $835\pm17 - 812\pm19$ млн лет назад и, за исключением метабазальтов нюрундуканской толщи, отличаются отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ – от -11 до -1.6 и модельными возрастами $T_{Nd}(DM)$ 2.8-2.4 и 1.8-1.6 млрд лет.

Главная магматическая ассоциация позднебайкальского цикла также представлена дифференцированными плутонами высокомагнезиального пироксенит-габбро-норитового комплекса (чая-нюрундуканский, заоблачный), интрузиями и мигматит-плутонами плагиогранитов (умоликитский комплекс) и массивами габбро-диорит-плагиогранитного состава (таллаинский комплекс). Временной диапазон формирования ассоциации составляет 650±2 млн лет (плагиограниты) – 604±17 млн лет (недифференцированные габбро таллаинского комплекса), что отвечает раннему венду. В отличие от раннебайкальского цикла, риолит-базальтовая якорная толща имеет более древний возраст 663±3 млн лет относительно позднебайкальской интрузивной ассоциации [8]. Породы позднебайкальского этапа имеют высокие положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ в диапазоне от +3.5 до +8.6 и Nd модельный возраст $T_{Nd}(DM)=1.0-0.70$ млрд лет.

Таким образом, в ходе раннебайкальского цикла в источниках магматических по-

род доминировала раннедокембрийская кора, а в ходе позднебайкальского цикла - мантийные короткоживущие источники. Такой тренд эволюции оказывается прямо противоположным традиционному представлению о нарастании процессов континентализации к позднему венду и образовании в итоге субплатформенных отложений раннего кембрия в условиях стабилизированного орогена. Положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +4.7 до +5.4 и $T_{Nd}(DM)=0.92-0.84$ млрд лет в континентальных риолитах и гранитпорфирах падринской серии, а также величины $\varepsilon_{Nd}(T) = +5.4$ и T(DM) около 0.80 млрд лет в плагиогранитах с возрастом 555±3 млн лет на юго-западном фланге БСО указывают на активность позднебайкальского мантийного источника или его "ремобилизацию" и в позднем венде, и в начале раннего кембрия.

Новые геологические, геохронологические и изотопно-геохимические данные допускают различные варианты палеогеодинамической интерпретации. В то же время необходимо подчеркнуть, что ключевая проблема геологии Байкало-Муйского пояса БСО - проблема офиолитов - остается нерешенной. Еще до поступления новых геохронологических материалов сторонниками широкого развития офиолитов БМП отмечались их серьезные отличия от классических офиолитовых комплексов фанерозоя, связанные с отсутствием кумулятивного и дайкового комплексов [6]. Также нет и доказанных примеров океанических плагиогранитов и пелагических осадков. Nd изотопные характеристики гипербазитов реститового комплекса "офиолитов" (Парамский и Усть-Келянский массивы) оказались близки к таковым для пород континентальной литосферной мантии с возрастом не древнее раннего рифея [12]. Таким образом, можно констатировать, что в БСО отсутствуют строго доказанные примеры не только офиолитовых аллохтонов, но и сами компоненты офиолитового разреза – мантийные тектониты, кумулятивные расслоенные и изотропные габбро, параллельные дайки, океанические плагиограниты и пелагические осадки. В составе ранне- и позднебайкальского комплексов присутствуют лишь базальтоидные толщи, включающие в своем составе разновидности N-MORB типа (нюрундуканская и якорная, соответственно).

Один из вариантов интерпретации рассматривает БСО в целом в качестве складчато-надвиговой аккреционной структуры, образованной пакетами аллохтонных пластин различного происхождения, которые включают сутурные зоны с неидентифицированными реликтами пород офиолитовой ассоциации. Учитывая древнекоровые изотопные метки герцинских гранитов, прорывающих все эти образования, можно допустить, что в результате аккреционно-коллизионных процессов ранне- и позднебайкальские комплексы БМП оказались повсеместно в аллохтонном залегании на древней континентальной коре. Однако весь комплекс геологических наблюдений свидетельствует о сравнительно ограниченном масштабе горизонтальных перемещений в БСО и господстве при региональных деформациях сдвиговой компоненты различной (главным образом северо-восточной) ориентировки. Более достоверным является представление об автохтонной и субавтохтонной тектонической позиции байкальских складчатых комплексов как внешнего Байкало-Патомского, так и внутреннего Байкало-Муйского пояса в составе единого мегаблока древней коры в структуре восточной (в современных координатах) континентальной окраины Палеоазиатского (?) океана. Эволюция этой части палеоокраины в позднем докембрии контролировалась рифтогенноколлизионным тектоническим режимом, в связи с чем в структуре БСО нет никаких следов крупных и самостоятельных океанических палеобассейнов. Раскрытие в венде раннем кембрии настоящего океанического бассейна к югу от БСО, реликты которого обнаружены в Джидинской зоне Забайкалья, и установленное нарастание деструкции древней коры в БСО к раннему кембрию, очевидно, взаимосвязаны и указывают на то, что Байкальский мегаблок мог находиться в единой палеоструктуре с Джидинской зоной.

- [1] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. 516 с.
- [2] Митрофанов Г.Л. Байкальский мегакомплекс внутренних зон Байкальской горной области // Тектоника Байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. – Новосибирск: ИГиГ, 1981. – С. 73-87.
- [3] Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
- [4] Рундквист Д.В. Особенности геологического развития и металлогении байкалид // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 44-65.
- [5] Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. – 1992. – 2. – С. 72-86.
- [6] Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. - М.: ГЕОС, 1999. – 163 с.
- [7] Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2001. 3. С. 3-21.
- [8] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – 9. – С. 3-15.
- [9] Козырева И.В., Конников А.З., Травин Л.В. Метаморфизм нижнедокембрийских образований Северо-Муйской глыбы и ее обрамления (Средне-Витимская горная страна) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. - Л.: Недра, 1990. - С. 67-88.
- [10] Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г. Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // ДАН. – 2000. – Т. 371. – С. 652-654.
- [11] Шатский В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков Ю.В. и др. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // ДАН. – 1996. – Т. 350. – С. 677-680.
- [12] Рыцк Е.Ю., Беляцкий Б.В., Шалаев В.С. О возрасте метаморфизма и субконтинентальном происхождении гипербазитов Парамского массива (Байкало-Муйский пояс) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. - М.: ГЕОС, 2000. - С. 313-315.

ЗОННО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

К.Ж. Семинский

Иркутск, Институт земной коры CO PAH, seminsky@crust.irk.ru

Закономерности строения Центрально-Азиатского складчатого пояса рассмотрены в ходе данного исследования на основе теоретических положений тектонофизики о том, что деформируемый объем представляет иерархическую структурированную среду, основными элементами которой являются блоки, окруженные зонами пониженной (вследствие раздробленности) вязкости субстрата [1]. Необходимость выделения вместо линейных границ достаточно широких участков контактирования литосферных блоков и плит высказывалась ранее С.А. Ушаковым и Ю.И. Галушкиным, В.Е. Хаиным, В.Г. Трифоновым, а также подчеркивается в последних публикациях по геодинамике [2].

Поскольку действенным шагом к пониманию закономерностей делимости литосферы является установление реально существующих границ зон, нами была составлена первая карта зонно-блоковой структуры Центральной Азии (м-б 1 : 15 000 000), которая вместе с деталями построений представлялась ранее [3]. В целом отраженная на карте зонно-блоковая структура литосферы соответствует последней эпохе тектогенеза, так как зоны были выявлены по распределениям эпицентров сильных землетрясений (по «Карте полей напряжений мира», 1992; ред. М.Л. Зобак) и разломов (по «Международной тектонической карте мира», 1984; ред. В.Е. Хаин), которые в Центральной Азии, согласно [4], активизированы в новейшее время.

Судя по карте, главные черты делимости литосферы соответствуют теоретической модели М.А. Садовского [1] и заключаются в существовании двух объемных структурных элементов - блоков и ограничивающих их зон, для обозначения которых из серии близких понятий (деформационная, деструктивная, «битого льда», мобильная и др.) ниже используется термин «подвижная». Внутренняя структура отдельных зон находится на разных стадиях развития и представлена серией близко расположенных, сравнительно коротких разломов, которые развиваются самостоятельно (ранние стадии) или оперяют единый сместитель (Инд-Цангпо, Айлао-Шан, Алтын-Таг, Гиссаро-Кокшаальский, Тань-Лу, Чаман-Мокур и др.), являющийся в этом случае реальной границей блока (поздние стадии). Количественный анализ площадей подвижных зон позволил выделить два их ранга, которые по сравнению с Гималайской зоной взаимодействия Индостанской и Евразийской плит (I порядка) относятся ко II и III порядкам. Пространственные взаимоотношения разноранговых зон свидетельствуют о существовании определенных уровней иерархии в зонно-блоковой структуре литосферы Центральной Азии: зоны *II* порядка оконтуривают крупный блок, который делится зонами III порядка на серию более мелких блоков. Особенности деструкции на отдельных уровнях зависят от структуры деформируемого субстрата. В связи с этим целью представленных ниже исследований было изучить и количественно охарактеризовать зонноблоковую структуру нескольких смежных уровней иерархии для Центрально-Азиатского складчатого пояса, характеризующегося, как известно, комплексной геодинамической историей.

Работы проводились в едином методическом ключе на базе трех масштабов. Специфика зонно-блоковой структуры складчатого пояса между Сибирской платформой и Катазией изучалась по уже имеющейся карте. Для более высокого иерархического уровня была составлена схема делимости земной коры Байкальской рифтовой системы и прилегающей территории Забайкалья (м-б 1 : 2 500 000) на основе «Карты неотектоники Прибайкалья и Забайкалья» (1983; ред. Н.А. Логачев). Построения в наиболее крупном масштабе (1 : 100 000) осуществлялись для восточной части Приольхонья путем генерализации схемы разломов, составленной автором ранее путем применения комплекса структурно-геологических методов [5]. Проведение границ зон осуществлялось по сгущениям нарушений, выраженных в рельефе, причем при работе в двух первых масштабах к анализу привлекались материалы по распределению эпицентров землетрясений, а при составлении схемы более крупного масштаба – количественные данные по открытой трещиноватости горных пород.

В результате проведенного анализа было установлено, что подвижные зоны образуют законченную картину блоковой делимости как для рифтовой системы в целом, так и для ее отдельных регионов, представителем которых послужила территория Приольхонья. Внешнее единообразие зонно-блоковой структуры в разных масштабах позволило провести ранговый анализ составляющих ее элементов путем построения распределений среднегеометрических размеров (*L*). Параметр *L* с успехом использовался М.А. Садовским для ранжирования блоков и вычисляется по формуле $L=\sqrt{S}$ (*S* – площадь блока). При существенных поперечных размерах откартированных в разных масштабах подвижных зон, а также при отсутствии статистически значимой зависимости между их шириной и длиной становится возможным и необходимым использование этого параметра и для оценки зон ($l=\sqrt{s}$, где *s* - площадь зоны). Поскольку зоны при расчетах аппроксимировались прямоугольниками, данный параметр учитывает как длину, так и ширину этих структурных элементов.

С целью выявления характерных среднегеометрических размеров зон по каждой карте строились распределения параметра *l*. Все три распределения отличаются полимодальностью, причем на них имеют место такие максимумы, которые отчетливо выделяются при существенном изменении интервала осреднения. Количественный анализ подвижных зон Центрально-Азиатского пояса полностью подтвердил результаты предыдущего ранжирования [3], что не удивительно, так как оно проводилось по распределению параметра *s*. Для территории Прибайкалья и Забайкалья были также выделены две группы зон, отличающиеся друг от друга среднегеометрическим размером. При этом проведенное деление свидетельствует об отчетливой иерархии в зонно-блоковой структуре региона: блоки, ограниченные мелкими зонами, образуют более крупные блоки, которые контактируют друг с другом по крупным подвижным зонам и все вместе составляют единый блок (рифтовая система и прилегающая часть Забайкалья), соответствующий *III* порядку согласно результатам количественного анализа структуры Центрально-Азиатского пояса в целом. Следовательно, выделенные по карте Прибайкалья и Забайкалья две группы зон и оконтуриваемых ими блоков представляют IV и V уровни в иерархии зонно-блоковой структуры литосферы.

Исследования распределений среднегеометрических размеров зон для территории Приольхонья привели к аналогичным в качественном отношении результатам. Было выделено 4 группы структурных элементов – блоков и одноранговых зон, которые, судя по пространственным взаимоотношениям, представляют разные уровни иерархии зонно-блоковой структуры: *VII, VIII, IX* и *X*. Масштабы составленных карт не позволили охватить *VI* уровень, к которому принадлежит треугольный блок, включающий Приольхонье и о. Ольхон и имеющий в качестве границ Приморский и Ольхонский разломы, а также разрыв, проходящий по восточному берегу острова.

Установление строгой иерархии в зонно-блоковой структуре связано с выбором в качестве объекта исследований той части Центрально-Азиатского пояса, которая в настоящее время наиболее активна и где, таким образом, закономерности деструкции не изменены последующими тектоническими воздействиями. Это также позволило полу-

чить наиболее точные оценки среднегеометрических размеров блоков, участвующих в структуре каждого из уровней иерархии, и сравнить их с уже установленными значениями аналогичного параметра для подвижных зон. Отметим, что имеющиеся материалы обеспечили возможность расширения рамок анализируемой иерархии путем рассмотрения параметров двух структурных элементов I порядка (Индостанский блок и Гималайская зона по [3]), с одной стороны, и нескольких элементов XI порядка – с другой. Во втором случае в качестве основы для расчетов использовалась структурная схема Приольхонья [5], на которой блоки контактируют по разломным зонам, откартированным при изучении пространственного распределения генетически связанных с ними трещинных парагенезисов. В итоге был количественно оценен спектр закономерно сочетающихся уровней зонно-блоковой структуры от глобального масштаба взаимодействия плит до локального уровня взаимоотношений блоков по разломным зонам, выявленным путем исследования обнажений горных пород. Кроме того, для получения обобщающего цифрового ряда в анализ были включены данные количественной обработки карты зонно-блоковой структуры Индокитайского полуострова, построенной ранее по аналогичной методике [6].

Необходимо подчеркнуть, что принадлежность к соответствующим уровням лишь для зон определялась по распределениям среднегеометрических размеров. Для блоков соответствующие величины вычислялись как средние арифметические размеров L по совокупности блоков, составляющих каждый из уровней зонно-блоковой структуры. При этом принадлежность конкретного блока к конкретному уровню определялась порядком самой мелкой из ограничивающих его подвижных зон.

В итоге (табл.) было установлено, что, несмотря на некоторые различия в значениях L для блоков одного уровня, их средние размеры находятся в иерархических взаимоотношениях, не менее строгих, чем это характерно для зон. Для обоих элементов зонно-блоковой структуры величина отношения размеров элементов смежных порядков (крупного к мелкому) изменяется в небольших пределах (1,9÷2,6 - для зон и 1,6÷2,5 - для блоков), причем их средние значения практически равны (2,2 и 2,1).

| Уровни | XI | X | IX | VIII | VII | VI | V | IV | III | II | Ι |
|-------------------------------------|---|-----|-----|------|------|------|-------|-------|-------|--------|--------|
| $l=\sqrt{s}$ - зоны | 0,7 | 1,4 | 2,7 | 6,6 | 14,0 | 33,0 | 86,0 | 200,0 | 410,0 | 818,0 | 2000,0 |
| $\mu_{30H} = l_{i+l}/l_i$ | 2,0 1,9 2,4 2,1 2,4 2,6 2,3 2,1 2,0 2,4 | | | | | | | | | | |
| $L = \sqrt{S}$ -блоки | 1,4 | 2,8 | 4,6 | 10,4 | 24,0 | 55,0 | 128,0 | 272,0 | 542,0 | 1113,0 | 2746,0 |
| $\mu_{\text{блок}} = L_{i+l} / L_i$ | 2,0 1,6 2,3 2,3 2,3 2,3 2,1 2,0 2,0 2,5 | | | | | | | | | | |
| L/l | 2,0 | 2,0 | 1,7 | 1,6 | 1,7 | 1,7 | 1,5 | 1,4 | 1,3 | 1,4 | 1,4 |

Таким образом, установленная М.А. Садовским и его коллегами [1] иерархия делимости геофизической среды однозначно подтверждается на примере зонно-блоковой структуры Центрально-Азиатского региона как качественно, так и количественно. Вместе с тем, единообразно проведенные исследования по созданию и анализу однотипных карт разного масштаба позволили, во-первых, уточнить и дополнить количественные оценки предыдущих исследователей, а во-вторых, охарактеризовать значимость собственно зон в организации структуры литосферы, которую не случайно предложено называть «зонно-блоковой» [3].

Зонно-блоковая структура литосферы получила количественную оценку на 11 иерархических уровнях. При этом соответствующие каждому из них размеры блоков удалось уточнить за счет заполнения пропусков в ранговой последовательности, возможность существования которых отмечалась ранее [1]. Так, наряду с известными рангами (в принятой здесь индексации – это VI, V и III), выделена совокупность блоков IV порядка, что повлияло на среднюю для ряда величину $\mu_{блок}$, которая уменьшилась с 2,5 [1] до 2,1. Ранговая соподчиненность зон была установлена не по ширине или длине, как

предполагалось М.А. Садовским, а в среднегеометрическом размере, более точно отражающем иерархический порядок этих структурных элементов. В итоге впервые получены оценки характерных размеров зон для каждого уровня иерархии (см. таблицу), а также средняя величина µ_{зон}, равенство которой значению, установленному для блоков, однозначно доказывает наличие строгой закономерности в организации зонноблоковой структуры литосферы. Ее особенностью является возрастание значимости зон по отношению к блокам по мере перехода от локального уровня к глобальному, о чем свидетельствует неравномерное, но явно выраженное уменьшение в этом направлении отношения среднегеометрических размеров блоков и зон (параметр L/l в таблице). Следовательно, если в коренных выходах структура блоковых границ может практически не учитываться, то для литосферных масштабов ее состояние должно анализироваться совместно с геометрией блоков. Кроме того, для идентификации иерархической соподчиненности в зонно-блоковой структуре параметры зон оказываются предпочтительнее (см. выше), поскольку они, с одной стороны, отражают мобильность блоков, а с другой, - существенно меньше зависят от неоднородностей субстрата ввиду его интенсивного преобразования в ходе деформации.

Вариации параметров отдельных зон и особенно блоков в рамках установленных закономерностей статистического типа свидетельствуют о существенной роли неоднородностей деформируемого субстрата в организации зонно-блоковой структуры литосферы, относящейся по возрасту к новейшему времени. Ее параметры варьируют для регионов, характеризующихся различной историей тектонического развития. Особенно отчетливо это проявляется на глобальном уровне, где установлены отличия не только для кратонов и складчатых поясов, но и для поясов между собой. Так, Центрально-Азиатский складчатый пояс обособляется в зонно-блоковой структуре Азии по целой серии признаков. Проведенный ранее анализ степени активности подвижных зон ІІ и ІІІ порядков [3] свидетельствует, что южная и северная границы пояса, как структурновещественной неоднородности I порядка, являются концентраторами высоких напряжений, что приводит к интенсивной деструкции литосферы. На севере это выражается в формировании Байкальской рифтовой системы, а на юге – в активном орогенезе у северных границ Таримского и Северо-Китайского кратонов (Южный Тянь-Шань, Северный Килиан-Шань и др.), обусловленном Индо-Евразийской коллизией. Новейшая зонно-блоковая структура пояса отличается сбалансированностью: ее количественные параметры наиболее близки к установленным для уровней II и III средним значениям, а формы и взаимоотношения блоков соответствуют тем, которые свойственны подвижным зонам. Все это обусловлено относительной однородностью субстрата пояса по сравнению с другими однопорядковыми кратонами и поясами. Например, наличие в пределах Гималайского пояса серии древних жестких блоков, несмотря на высокую современную активность, приближает параметры его зонно-блоковой структуры к платформенным.

Таким образом, Центрально-Азиатский складчатый пояс и сопредельные регионы имеют зонно-блоковую структуру, для которой характерна строгая иерархическая соподчиненность. Выявлены среднегеометрические размеры подвижных зон и блоков на 11 уровнях иерархии (от глобального до локального), и установлено, что элементы смежных порядков в среднем отличаются в 2,1-2,2 раза. Подвижные зоны занимают краевые части блоков, обеспечивая податливую реакцию литосферы на внешнее воздействие, роль которой с увеличением масштаба становится более значимой. Интенсивность кайнозойского структурообразования в подвижных зонах обусловливается в большинстве случаев мобильностью блоков, форма и размеры которых определяются древней структурой деформируемого субстрата. Центрально-Азиатский пояс ввиду отсутствия крупных неоднородностей характеризуется типичной для подвижных зон структурой с наиболее сбалансированными размерами составляющих элементов, что позволяет считать его подходящим объектом для проведения разнотипных геодинамических исследований.

- [1] Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
- [2] Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3-20.
- [3] Семинский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 17-30.
- [4] Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- [5] Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. - 293 с.
- [6] Шерман С.И., Семинский К.Ж. Разломно-блоковая структура и напряженное состояние литосферы юго-восточной части Индокитайского полуострова // Вестник ИрГТУ. - Вып. 10. -2001. - С. 45-57.

ПАРАМЕТРЫ ДРЕВНЕЙШИХ (1020 МЛН ЛЕТ) БОНИНИТОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ, ДЕЙСТВОВАВШИХ НА РАННИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

В.А. Симонов*, Е.В. Скляров**, С.В. Ковязин*, В.И. Переляев**

* Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, simonov@uiggm.nsc.ru **Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

Офиолиты Юго-Восточного Саяна, имеющие самый древний возраст в Центральной Азии - 1020 млн лет [1], содержат уникальную информацию о ранних этапах развития Палеоазиатского океана. Присутствие бонинитов в составе данной ассоциации позволяет говорить о том, что уже в это время существовали примитивные островные дуги, близкие по своим характеристикам современным островодужным системам на западе Тихого океана. В связи с этим вызывают большой интерес исследования магматических систем, формировавших столь древние структуры.

Значительная степень преобразования пород из офиолитов Восточного Саяна вызывает необходимость поиска методов, позволяющих получить максимально достоверную информацию о параметрах магматических процессов. Наиболее перспективными могут быть исследования первичных магматогенных минералов и находящихся в них расплавных включений. В этом отношении большая надежда связывается с хромшпинелидами, сохраняющимися даже при полном преобразовании всех других первичных минералов. В то же время, как показал анализ имеющейся доступной информации, для офиолитовых ассоциаций только в единичных случаях были найдены расплавные включения в хромшпинелидах [2, 3, 4].

В ходе полевых работ в 2004 году была собрана коллекция образцов, представляющая бонинитовые серии на Дунжугурском участке офиолитов Восточного Саяна. Хромшпинелиды были выделены из пород, слагающих комплексы типа «дайка в дайке» и соответствующих по своим петрохимическим характеристикам типичным бонинитам из примитивных островных дуг западной части Тихого океана. Наиболее представительная информация была получена по расплавным включениям в хромшпинелидах из образца бонинита SK–206A.

С учетом того факта, что изучаемые хромшпинелиды практически непрозрачны и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева, была разработана особая методика экспериментов и создана специальная микротермокамера на основе силитового нагревателя. Найденные в отраженном свете на рудном микроскопе включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной массспектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике [5].

Прогретые расплавные включения (размерами 15-50 мкм) располагаются равномерно в зерне хромшпинелида – первичные. Формы включений округлые, равновесные, часто с негативной огранкой. Основной объем занимает стекло с круглыми газовыми пузырьками. На микрозонде анализировались чистые гомогенные участки включений, выгорающие под действием луча лазера, что подтверждает их стекловатое состояние.

По содержанию SiO₂ гомогенные стекла прогретых включений в хромшпинелидах из пород офиолитов Восточного Саяна образуют ряд от базальтов и андезитобазальтов к андезитам, хорошо согласуясь с данными по составам даек и вулканитов Дунжугурского участка. На диаграмме MgO-SiO₂ точки составов расплавных включений в хромитах Восточного Саяна образуют тренд снижения MgO (от 10.5 до 2.8 мас. %) на фоне роста SiO₂ (от 48-51 мас. % до 65-66 мас. %), проходящий через поле пород бонинитовых серий из островодужных систем западной части Тихого океана и хорошо согласующийся с последовательно сменяющимися при накоплении SiO₂ данными по расплавным включениям из бонинитов Горного Алтая, Джидинской зоны (Монголия) и Идзу-Бонинской островной дуги (Тихий океан). Начиная со значений SiO₂ 57.3 мас. % и MgO 6.6 мас. % тренды расплавных включений в минералах бонинитов Идзу-Бонинской дуги и в хромшпинелидах из офиолитов Юго-Восточного Саяна практически совпадают. При этом большинство их значений располагается в поле даек и вулканитов Дунжугурского участка. Сходство расплавных включений в минералах из Идзу-Бонинской дуги и офиолитов Юго-Восточного Саяна проявляется и по относительно невысокому содержанию кальция, по сравнению с высококальциевыми бонинитовыми расплавами Горного Алтая и Джидинской зоны. По значениям калия расплавные включения в хромшпинелидах Восточного Саяна хорошо согласуются с данными по другим бонинитам и, как и породы Дунжугурского участка, разделяются на две группы. Низкокалиевая группа соответствует первому тренду, а другая - второму (высококалиевому) тренду расплавных включений из минералов Джидинской зоны. Первый тренд показывает эволюцию от бонинитов к островодужным толеитам, а второй – через толеиты к известково-щелочным сериям. Таким образом, намечается сходство эволюции магматических систем офиолитов Восточного Саяна и Джидинской зоны, показывающее возможность одновременного развития двух типов магм [6]. В целом, по соотношению титана и калия расплавные включения в хромшпинелидах из офиолитов Восточного Саяна близки к включениям из бонинитов островодужных систем западной части Тихого океана, Горного Алтая и Джидинской зоны.

По соотношению редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (Y, Zr), расплавные включения в хромшпинелидах бонинитов Юго-Восточного Саяна располагаются в поле пород бонинитовых серий западной части Тихого океана рядом с данными по включениям в минералах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги и дуги Тонга. По характеру распределения редкоземельных элементов расплавные включения в хромшпинелидах образуют два типа спектров. Один тип, установленный для низкокалиевых (около 0.04 мас. % K₂O) включений, ассоциирующих с первым трендом включений в минералах бонинитов Джидинской зоны, обладает «корытообразной» формой, практически идеально совпадающей с данными по бонинитам островных дуг западной части Тихого океана. Другой тип спектров установлен для относительно обогащенных калием (0.8 мас. % K₂O) включений, тяготеющих ко второму (высококалиевому) тренду расплавных включений из минералов Джидинской зоны, переходящему в поле извест-ково-щелочных серий. Соответственно наблюдается обогащение легкими лантаноидами и спектр в данной области приближается к полю известково-щелочных пород.

Анализ расплавных включений в хромшпинелидах на ионном зонде дал возможность установить существенную обогащенность бонинитовых расплавов Юго-Восточного Саяна водой – до 4.26 мас. %. Это несколько выше значений, определенных нами для включений в минералах бонинитов Идзу-Бонинской дуги – до 3.9 мас. %.

Для выяснения параметров генерации первичных магм было использовано расчетное моделирование по методу [7] на основе данных по расплавным включениям. При расчетах глубин магмогенерации по расплавным включениям в хромшпинелидах Юго-Восточного Саяна было выяснено, что, как и в случае Джидинской зоны, необходимо плавление примитивного мантийного субстрата. Причем для Юго-Восточного Саяна мантия должна быть еще более примитивной (Na₂O = 0.15-0.2 мас. %), чем для Джидинской зоны. Только в таком случае получаются разумные параметры - 14001570°С, давление 20-35 кбар, глубина 60-105 км, которые сопоставимы с данными по другим первичным бонинитовым расплавам, полученными нами при изучении расплавных включений для офиолитов Горного Алтая (1410-1590°С, 21-35 кбар, 65-105 км), офиолитов Джидинской зоны (1400-1500°С, 10-30 кбар, 30-90 км) и для Идзу-Бонинской дуги (1440-1600°С, 25-37 кбар, 75-105 км), и согласуются с информацией по первичным бонинитовым расплавам дуги Тонга [8].

В связи с невозможностью в ходе высокотемпературных экспериментов непосредственно наблюдать за включениями и установить температуры гомогенизации, оценка температур кристаллизации хромшпинелидов была проведена по другим признакам. Прежде всего, состояние содержимого включений после закалки (гомогенное стекло + газовый пузырек) свидетельствует о том, что при максимальных температурах прогрева (до 1250-1270°С) они были гомогенны или близки к этому состоянию. Расчет ликвидусных параметров по программе PETROLOG [9] на основе полученных данных по составам расплавных включений в хромшпинелидах показал, что кристаллизация клино- и ортопироксенов происходила в диапазоне 1120-1250°С. Эти температурные параметры кристаллизации бонинитовых расплавов офиолитов Юго-Восточного Саяна практически совпадают с полученными ранее [6, 10] температурами кристаллизации пироксенов из бонинитов Горного Алтая (1160-1230°С), Джидинской зоны (1170-1250°С), хребта Хан-Тайширин (1170-1220°С) и Идзу-Бонинской дуги (1160-1240°С). Хорошо они согласуются и с результатами изучения включений в пироксенах из бонинитов дуги Тонга: 1150-1170°С [8] и 1150-1220°С [11].

- [1] Khain E.V., Bibikova E.V., Kreoner A. et al. The most ancient ophiolites of Central Asia fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. - 2002. - V. 6202. - P. 1-16.
- [2] Симонов В.А., Дунаев А.Ю., Ковязин С.В., Зайков В.В. Магматические системы палеоокеанов: данные по расплавным включениям в хромшпинелидах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. - Иркутск, 2004. - С. 97-100.
- [3] 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.
- [4] 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.
- [5] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228-239.
- [6] Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В. Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 6. С. 651-662.
- [7] Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N. et al. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, № B7. P. 10057-10076.
- [8] 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.
- [9] 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.
- [10] Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Гибшер А.С., Медведев А.Я., Ковязин С.В. Физикохимические условия образования бонинитов из офиолитов Монголии (данные по расплавным включениям) // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. - М.: Научный мир, 2001. - С. 65-66.
- [11] Данюшевский Л.В., Соболев А.В. Новые данные по петрологии бонинитов Тонга // Геология и геофизика. 1987. № 12. С.100-103.

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

В.А. Симонов*, Е.В. Скляров**, С.В. Ковязин*, И.Ю. Сафонова*

*Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, simonov@uiggm.nsc.ru **Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

В Алтае-Саянской складчатой области фрагменты палеоокеанических структур различного возраста представляют историю развития Палеоазиатского океана в широком диапазоне времени – от 1020 млн лет до 510 млн лет. Исследования последних лет показали, что эти структуры формировались в разнообразных палеогеодинамических обстановках: в срединно-океанических хребтах и океанических плато, островных дугах, задуговых бассейнах и рифтогенных бассейнах Красноморского типа [1, 2].

Учитывая древний возраст и значительную степень преобразования пород рассматриваемых палеоокеанических комплексов, для реконструкции параметров магматических процессов формирования структур Палеоазиатского океана авторы использовали данные по расплавным включениям в сохранившихся первичных минералах. Расплавные включения исследовались в высокотемпературной термокамере с инертной средой [3]. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились по опубликованной ранее методике [4, 5]. Для включений в хромшпинелидах была разработана особая методика экспериментов и создана специальная микротермокамера на основе силитового нагревателя. Составы расплавных включений анализировались на микроанализаторе Сатеbах-Місго в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды во включениях определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике [6].

Океанические плато. В настоящее время получен значительный объем информации по геологии и геохимии базальтовых серий венд-раннекембрийского Курайского палеосимаунта в Горном Алтае. Согласно петрохимическим и геохимическим данным среди базальтоидов этой структуры было выделено три типа пород: OIB, N-MORB, Т-MORB и/или OPB [7, 8]. В результате сравнительного анализа с современными океаническими комплексами [1] выяснено, что базальты Курайского палеосимаунта в целом соответствуют платобазальтам района Онтонг Джава – Науру в Тихом океане. Расплавные включения (с температурами гомогенизации 1145-1190°С) в клинопироксенах базальтов Курайского палеосимаунта по петрохимическому составу и особенностям распределения редких и редкоземельных элементов наиболее близки к данным по расплавам бассейна Науру. Анализ включений на ионном зонде свидетельствует о сухости магматических систем Курайского палеосимаунта с содержанием воды в расплавах около 0.1-0.3 мас. %, что практически совпадает с данными по магмам района плато Онтонг Джава – 0.1-0.2 мас. % [9]. Расчетное моделирование с использованием данных по включениям позволило установить параметры генерации первичных расплавов (1360-1410°С, глубина 45-60 км). В целом, с помощью расплавных включений, установлены физико-химические параметры только части магматических систем, наиболее близких по своим характеристикам к магмам бассейна Науру и подвергшихся влиянию процессов развития срединно-океанических хребтов. В то же время, судя по петрохимии и геохимии базальтов, палеогеодинамика формирования Курайского палеосимаунта была достаточно сложной, с преобладающим образованием типичных платобазальтовых серий.

Примитивные островные дуги. Расплавные включения были найдены в минералах из бонинитов, входящих в состав офиолитов Горного Алтая, Восточного Саяна и Монголии, формировавшихся в обстановках примитивных островных дуг.

В клинопироксенах из бонинитов Курайских офиолитов (Горный Алтай) найдены первичные расплавные включения с температурами гомогенизации 1160-1230°С и до 1260°С. Составы включений показывают, что минералы кристаллизовались из «бонинитовых» расплавов с низкими содержаниями титана и высокими концентрациями MgO и SiO₂ [10]. На диаграмме TiO₂-K₂O составы расплавных включений располагаются в поле бонинитовых серий, находясь в тесной ассоциации с данными по включениям в пироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги (Тихий океан) и бонинитов Джидинской зоны (Монголия). На основе результатов исследования включений определены параметры генерации первичных бонинитовых расплавов Курайских офиолитов (1410-1590°С, 65-105 км), близкие к данным для бонинитов Джидинской зоны и Идзу-Бонинской дуги.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах из бонинитов Восточного Саяна показали, что по большинству компонентов их составы хорошо согласуются с бонинитами из островных дуг Тихого океана. С помощью анализа на ионном зонде впервые для бонинитов столь древнего (1020 млн лет) возраста были рассмотрены особенности распределения РЭ, РЗЭ и воды в расплавных включениях. Установлено, что бонинитовые расплавы Восточного Саяна были обогащены водой (до 4.26 мас. %) и имели значения РЭ и РЗЭ, хорошо согласующиеся с данными по бонинитам современных островных дуг. В то же время полученные результаты по включениям свидетельствуют о том, что в формировании бонинитов Восточного Саяна принимали участие не только типичные бонинитовые магмы, но и толеитовые расплавы с эволюцией в сторону известково-щелочных серий. Особенности закаленных включений и расчетное моделирование свидетельствуют о том, что температуры кристаллизации бонинитов Восточного Саяна (1120-1250°С) практически совпадают с данными о параметрах кристаллизации бонинитов Горного Алтая, Монголии и Идзу-Бонинской дуги. Расчеты с использованием данных по включениям позволили установить параметры первичных бонинитовых расплавов офиолитов Восточного Саяна (1400-1570°С, глубина 60-105 км), сопоставимые с информацией по первичным бонинитовым магмам как древних офиолитов, так и современных островных дуг.

Анализ включений в пироксенах из бонинитов офиолитов Монголии [11, 12] показал, что температуры кристаллизации минералов из бонинитов Джидинской зоны были несколько выше (1170-1250°С), чем в случае офиолитов хребта Хан-Тайширин (1170-1220°С). Включения с более магнезиальным составом обладают повышенными температурными характеристиками. В ходе снижения температуры в расплавах обеих офиолитовых ассоциаций наблюдается существенное повышение железистости. При этом в магмах хребта Хан-Тайширин, в отличие от Джидинской зоны, растут содержания титана и калия. Включения из бонинитов Джидинской зоны и хребта Хан-Тайширин обладают повышенными значениями MgO (до 11 %) с одновременным содержанием SiO₂ до 57 % и по этим особенностям хорошо соответствуют составам бонинитов островных дуг Тихого океана. В то же время расплавные включения показывают и определенные отличия от типичных бонинитовых серий. Включения Джидинской зоны отчетливо делятся на две группы: низкокалиевая (до 0.40 % К2О) с достаточно широкими вариациями титана (от 0.05 до 0.55 %) и низкотитанистая (до 0.25 % TiO₂) со значительными содержаниями калия (до 1.8 %). Первая группа приурочена в основном к полю бонинитов Тихого океана и находится в тесной ассоциации с данными по расплавным включениям в пироксенах из бонинитов Горного Алтая и Идзу-Бонинской дуги. Включения из второй группы располагаются в поле островодужных

толеитов и известково-щелочных пород. Для включений из клинопироксенов хребта Хан-Тайширин не так явно, но также выделяются две группы. С помощью анализа на ионном зонде установлено, что бонинитовые расплавы Джидинской зоны истощены легкими лантаноидами и устойчивыми совместимыми редкими элементами и близки к распределению элементов в хондрите и в примитивной мантии. Для бонинитов Джидинской зоны с помощью анализа расплавных включений определены параметры генерации первичных магм (1400-1500°С, глубина 30-90 км).

Развитые островные дуги и задуговые бассейны. Согласно данным по петрохимии, геохимии редких и редкоземельных элементов и минералогии пород из дайковых и дайко-силловых комплексов, офиолиты Кузнецкого Алатау формировались в палеообстановке развитой дуги и начальных стадий образования задугового бассейна. [13]. Исследования расплавных включений (температуры гомогенизации 1120-1230°C) в клинопироксенах из порфиритов дайкового комплекса этих офиолитов показали, что они имеют составы, соответствующие породам известково-щелочной серии. В целом, анализ включений говорит о том, что при формировании офиолитов Кузнецкого Алатау ведущая роль принадлежала высокомагнезиальным низкотитанистым магмам преимущественно известково-щелочных серий, что подтверждает выводы, основанные на составах пород, об обстановке развитой островодужной системы.

Кызыл-Таштыгское колчеданное месторождение в Восточной Туве является одним из рудных полей, обрамляющих с севера и юга Каахемскую офиолитовую зону, и приурочено к кембрийским базальтовым комплексам. Геохимический анализ базальтоидов туматтайгинской свиты, вмещающих месторождение, свидетельствует о его формировании в сложной системе островная дуга-задуговой бассейн [14]. В клинопироксенах из базальтовых порфиритов верхней и нижней толщи были найдены и исследованы расплавные включения. Температуры гомогенизации расплавных включений из пироксенов верхней толщи составляют 1120-1190°С, включений из нижней толщи вблизи контакта с верхней - 1130-1210°С и включений из нижней толщи - 1085-1165°С. Изученные включения обладают достаточно низким содержанием суммы щелочей (до 2.75 %) и располагаются в области пород нормальной щелочности. В целом, данные по расплавным включениям в клинопироксенах свидетельствуют о формировании вмещающих Кызыл-Таштыгское месторождение базальтовых комплексов из расплавов, эволюционирующих от известково-щелочных до толеитовых серий, что отражает, скорее всего, развитие задугового палеобассейна.

Рифтогенные бассейны Красноморского типа. Исследования офиолитов Южной Тувы свидетельствуют о последовательности развития геодинамических процессов при формировании Агардагского палеобассейна в условиях деструкции древнего блока с континентальной корой, сопровождающихся, подобно региону Красного моря, подъемом уровня магмогенерации и закономерной сменой обогащенных расплавов примитивными магмами типа N-MORB [1, 15]. В клинопироксенах из базальтов «кускунугской свиты» на Тесхемском участке Агардагской офиолитовой зоны были изучены расплавные включения с температурами гомогенизации 1230-1260°С. Судя по составу включений, располагающихся преимущественно в высокотитанистой области базальтов океанических островов (OIB), устанавливается явное влияние глубинного плюмового источника. Об этом же говорит и крутой угол наклона тренда расплавных включений, совпадающий по направлению с трендом OIB на диаграмме TiO₂-FeO/MgO. Включения на диаграммах Харкера показывают наиболее примитивный состав с максимумом магния и минимумом калия и отражают свойства еще слабодифференцированного расплава, захваченного растущим минералом в эндогенных условиях. Об этом свидетельствуют также данные на тройной диаграмме CaO-Al₂O₃-MgO, где точки составов расплавных включений располагаются между полями ультраосновных и основных кумулятов. Расчеты на основе составов расплавных включений и пород показали, что первичные расплавы Тесхемского участка формировались преимущественно на глубинах 45-90 км и при температурах примерно 1310-1500°С.

- [1] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. -2005. - Т. 46, № 9. - С. 952-967.
- [2] Dobretsov N., Simonov V., Buslov M. Paleoasian and Pacific oceans: comparative analysis of magmatism and geodynamics // 32nd Int. Geol. Congr. – 2004. - Abs. Vol. - Part. 1. - abs. 76-17. -P. 375.
- [3] Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. - 1984. - № 12. - С. 97-110.
- [4] Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования) Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. - 247 с.
- [5] 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.
- [6] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. - Т. 4, № 3. - С. 228-239.
- [7] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. - 2004. - Т.45, № 12. - С. 1383-1405.
- [8] Safonova I.Yu., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian ocean in foldbets of the Altai-Sayan region of Central Asia: geo-chemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. 2004. V. 7, № 3. P. 771-790.
- [9] Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава – Науру, Тихий океан // Петрология. - 2004. - Т. 12, № 2. - С. 191-203.
- [10] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. - 1994. - Т.35, № 7-8. - С.182-199.
- [11] Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Гибшер А.С., Медведев А.Я., Ковязин С.В. Физикохимические условия образования бонинитов из офиолитов Монголии (данные по расплавным включениям) // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. - М.: Научный мир, 2001. - С. 65-66.
- [12] Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В. Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2004. Т.45, № 6. С. 651-662.
- [13] Симонов В.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю., Ковязин С.В. Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1759-1771.
- [14] Симонов В.А., Зайков В.В., Ковязин С.В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–99. Рудоносность гидротермальных систем. - Миасс: Имин УрО РАН, 1999. - С. 16-23.
- [15] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

ВЕНДСКАЯ (БАЙКАЛЬСКАЯ) ОРОГЕНИЯ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРЕДОВЫХ ПРОГИБОВ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Ю.К. Советов

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

В аккреционно-коллизионные эпохи краевые части кратонов погружаются и представляют собой зоны наиболее интенсивного осадконакопления. Синорогенные форландовые осадочные бассейны выполняют относительно узкие краевые (передовые) прогибы, распространяются на прилегающие внутренние части кратонов, образуют стратиграфические этажи чехлов платформ и несут наиболее полную информацию о региональных тектонических событиях, глобальной геодинамической эволюции и эвстатических изменениях уровня окружающих океанов. Вендский форландовый бассейн на юго-западе Сибирской платформы – наиболее объективное подтверждение байкальской (кадомской) орогении [1, 2]. Новые данные позволяют уточнить корреляцию седиментационных событий в разных передовых прогибах и на прилегающих передовых поднятиях и выделить региональные стадии геодинамической эволюции Сибирского кратона и Палеоазиатского океана в венде.

Доаккреционная история погружения и осадконакопления юго-западной и южной периферии Сибирского кратона была связана с его продолжительной изоляцией от других континентов Палеоазиатским океаном и Пацификой. В позднем рифее кратон находился в приэкваториальной области и, по-видимому, только перед вендом стал быстро перемещаться в южные широты. Рифтогенез в позднем рифее (начало 750-730 млн лет) генерировал узкие осадочные бассейны, ограниченные разломами. На этапе зрелой стадии эволюции позднерифейских авлакогенов (Вороговского, Тейско-Чапского, Ийско-Туманшетского) сформировалась фрагментарная пассивная окраина Сибирского континента - относительно узкая прерывистая зона шельфового осадконакопления, в пределах которой рифтогенные области погружения чередовались с областями поднятий блоков фундамента или блоков деформированных осадочно-вулканогенных комплексов ранне-среднерифейской окраины кратона. Поднятия служили источником кластического материала на севере и юге Енисейского кряжа, в Иркутском Присаянье (Шарыжалгайский блок), в Южном и Северном Прибайкалье, а также в центральной области кратона.

В вендской истории погружения Сибирского кратона выделяется несколько этапов:

1) ранневендский - начала аккреции к Западной Гондване,

2) ранне-поздневендский – активной аккреции, надсубдукционного растяжения окраинных морей, взаимосвязанного погружения кратона и формирования регионального осадочного чехла,

3) поздневендский – синколлизионный, с образованием внешних орогенов, интенсивной фазы передовых прогибов с молассой и проградацией аллювиальных комплексов на кратон,

4) поздневендский-раннекембрийский – рифтогенный, связанный с распадом Паннотии, сопровождавшийся образованием «висячего» кластического бассейна.

На границе рифея и венда около 620 млн лет тому назад произошла региональная тектоническая перестройка, следом которой мы считаем эрозионную поверхность и палеогеографическое несогласие в основании чапской, тасеевской, оселковой и байкальской серий. Следствием тектонической перестройки было изменение плана погружения кратона, перекрытие вендскими осадочными сериями бортов позднерифейских авлакогенов и генерация регионального чехла платформы.

Начало аккреции маркировано палеогеографической реорганизацией плит, в результате которой были закрыты проливы между группировками континентов Западной и Восточной Гондваны и резко изменилась схема циркуляции океанов. На границе рифея и венда произошло оледенение Сибирского кратона, синхронное с Варангеровским оледенением Восточно-Европейского кратона, Шпицбергена и Северной Америки и оледенением Марино Западной и Восточной Гондваны [3]. Оледенение оставило след в региональном горизонте тиллитов и глубокой экзарации ложа ледника. Достоверные тиллиты изучены в Присаянье, Прибайкалье и Патомском нагорье, признаки ледниковых отложений обнаружены в различных районах Енисейского кряжа и, судя по литературным данным, присущи базальному горизонту брекчий в основании олхинской серии на Шарыжалгайском массиве и ее стратиграфическим аналогам во внутренних районах Сибирской платформы.

Согласно глобальным палеогеодинамическим реконструкциям, сделанным на анализе тектонических, палеогеографических, палеомагнитных и, отчасти, фаунистических данных, оледенение было приурочено к средним широтам южного и северного полушариев [4, 5]. Вендские материки аккретировали, образовали суперконтинент Гондвану [6, 7] и Паннотию в результате соединения Гондваны, Балтики и Сибири [4], что с наибольшей вероятностью можно считать причиной оледенения. Меридиональное положение суперконтинента и его высокое стояние с краями в полярных широтах дало начало ледниковым шапкам, а перестройка океанской циркуляции способствовала разрастанию ледников. В геодинамическом отношении ранневендское оледенение Паннотии сходно с позднеордовикским оледенением Гондваны и среднекаменноугольным оледенением Пангеи.

Активная стадия аккреции континентов в раннем-позднем венде отражена в осадочных толщах, образующих геоклиналь. Эти толщи, преимущественно морского (шельфового) происхождения, составляют нижние части чапской, тасеевской, оселковой и байкальской серий и подразделяются на три сиквенса, отражающих колебание уровня моря [8]. Отчетливая палеогеографическая зональность в распространении карбонатных фитолитовых и кластических систем указывает на трансгрессии из окраинных морей и потоки кластического материала из внутрикратонных поднятий. Последовательности осадочных систем генетически однотипны в голоустенской и улунтуйской свитах байкальской серии, марнинской свите оселковой серии и подъемской свите чапской серии. Во внутренних районах кратона стратиграфическим аналогом этих систем мы считаем отложения олхинской, тыретской, нижних подсвит непской и ванаварской свит. Погружение краевой зоны кратона было более интенсивным, но градиент изменения мощности относительно плавный, без резкой границы между внешней и внутренней зонами.

На поздневендском синколлизионном этапе произошла радикальная перестройка палеогеографии, определявшаяся деформацией окраинных морей, ростом орогенов, резким погружением краевых прогибов. Мощность молассы в прогибах достигает 2-2,5 тыс. м и на порядок больше значений на внутренних поднятиях. Эпоха форландового бассейна с широкими аллювиальными равнинами на западе и юго-западе и трансгрессиями моря проявилась со стороны северной и северо-восточной пассивных окраин, не подвергшихся деформациям. Молассы прослеживаются непрерывной полосой от Игарского района на северо-западе до Патомского нагорья и прямо указывают на обстановку сжатия на северо-западной, западной, юго-западной и южной (в современных координатах) окраинах кратона. Поздневендская моласса сложена красноцветными и пестроцветными отложениями рек сетчатого типа с обилием в осадках пойм глинистоалевритовой фракции. На стадии наиболее активного орогенеза появлялись глубокие (более 15 м) постоянные реки типа современных Брахмапутры и Саскачевана с крупными макроформами (барами), аккретировавшимися вниз по течению. Этот тип речных систем прямо указывает на появление обширной и высокой горной системы. Обильный кластический материал переносился во внутренние области кратона и маркирован формированием региональной боханской пачки песчаников. На Иркутском поднятии аналог этой пачки известен как хужирская свита, в прилегающих Присаянском и Прибайкальском прогибах боханская пачка коррелируется, соответственно, с муксутской пачкой в основании айсинской свиты и нижнекачергатской пачкой в основании одно-именной свиты. Новая схема корреляции предлагается после анализа всех данных и особенно на основании маркирующих свойств песчаников большелугской свиты, сопоставленной с пачкой черных алевро-аргиллитов верхнекачергатской подсвиты, конгломератов и песчаников усть-тагульской, шаманской и ушаковской свит.

Орогенез сопровождался метаморфизмом и гранитоидным магматизмом в пограничной складчатой области [9], т. е имеет все признаки тектонотермального события. Время орогении оценивается по-разному: для Сибирского кратона 560-550 млн лет [9], для Паннотии, в целом, около 580 млн лет [4]. Коллаж континентов был длительным и асинхронным в разных частях формирующегося суперконтинента и даже на разных краях отдельных составляющих его кратонов [7]. Распад Паннотии, связанный с перестройкой кинематики литосферных плит и образованием новых океанов на границе венда и кембрия около 545 млн лет тому назад, признается большинством исследователем [4].

Исследование поддержано РФФИ, проект 04-05-65299, Интеграционным проектом "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)", фондом "Университеты России", проект № УР.09.01.040, интеграционной программой № 25 «Эволюция биосферы».

- [1] Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 4, № 5. P. 363-387.
- [2] Советов Ю.К., Благовидов В.В. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. - М.: Научный мир, 2004. - С. 159-210.
- [3] Советов Ю.К, Комлев Д.А Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 4. С. 3-34.
- [4] Smith A.G. Paleomagnetically and tectonically based Global Maps for Vendian to Mid-Ordovician Time // Ecology of the Cambrian radiation. Part I. The Environment / A. Zhuravlev and R. Riding (eds). - New York: Columbia University Press, 2001. - P. 11-46.
- [5] Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. - М.: Наука, 2004. - С. 271-289.
- [6] Unrug R. Rodinia to Gondwana: The geodynamic map of Gondwana Supercontinent reassembly // GSA Today. 1997. 7. P. 1-6.
- [7] Veevers J.J. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating // Earth Science Reviews. - 2004. - 68. - P. 1-132.
- [8] Советов Ю.К. Эвстатические изменения уровня моря и стратиграфическое положение карбонатных систем венда: юго-запад Сибирской платформы // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Материалы VI Уральского регионального литологического совещания. - Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. - С. 153-155.
- [9] Ножкин А.Д., Советов Ю.К., Травин А.В., Туркина О.М. Геологические и изотопногеохронологические свидетельства вендских аккреционно-коллизионных событий на югозападной окраине Сибирского кратона // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 2. - М.: ГЕОС, 2005. - С. 52-55.

ПОЗДНЕВЕНДСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ РИФТОГЕННЫЙ "ВИСЯЧИЙ" ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН И ПРОБЛЕМА РАННЕКЕМБРИЙСКОГО ОКЕАНА: ЗАПАДНАЯ И ЮЖНАЯ ПЕРИФЕРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ю.К. Советов, А.Е. Куликова

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

Пограничные венд-кембрийские грубокластические толщи протягиваются почти непрерывной полосой от Игарского района до Алданского щита и формируют комплекс седиментологически однотипных песчаниковых последовательностей с конгломератами в основании и постепенным переходом вверх и по латерали в терригеннокарбонатный и карбонатный комплексы. Маркирующие литологические и петрографические признаки этих толщ используются для трассирования, в зависимости от представлений о возрасте, нижних границах кембрия [1] и венда [2, 3] или верхней части верхнего венда [4]. Распространение на очень широкой территории было подкреплено статусом базальной части регионального иркутского [1] или, по петрографическим данным, енисейско-присаянского горизонта [5]. Конгломерат-песчаниковые кварцевые и аркозовые отложения гравийской, угловской, редколесной, усть-тагульской, шаманской, ушаковской свит и верхней пачки жербинской свиты рассматривались в качестве завершающего комплекса вендской коллизионной молассы [4]. Анализ более широкой ассоциации независимых данных привел к заключению о том, что этот рубеж обозначает смену тектонических эпох (транспрессии кратона его транстенсией) и имеет межрегиональное значение [6].

Стратиграфический уровень конгломерат-песчаникового комплекса определяется по его положению непосредственно ниже находок мелкораковинной фауны немакитдалдынского горизонта и близко к широкоизвестной отрицательной аномалии δ^{13} С [7]. Решающее значение имеют горизонт ледниковых отложений в основании оселковой, чапской и байкальской серий и характер изотопной кривой δ^{13} С в карбонатных отложениях оселковой серии, коррелируемых с нижними подразделениями венда [8]. По совокупности данных конгломерат-песчаниковый комплекс енисейско-присаянского горизонта соответствует уровню немакит-далдынского горизонта позднего венда российской стратиграфической шкалы или наиболее раннему (предтоммотскому) подразделению нижнего кембрия международной шкалы [9].

Обстановки накопления конгломерат-песчаникового комплекса детально исследованы литофациальным анализом в Южно-Енисейском и Присаянском передовых прогибах, а также на Иркутском поднятии. В стратотипах усть-тагульской и шаманской свит установлена одинаковая последовательность осадочных систем: 1) флювиальная, с гравийной и песчаной речной системой сплетенного типа и с чередующимися барами; 2) прибрежно-морская с подводными песчаными волнами, дюнами и покровными песками с текстурами волновой и течениевой ряби; 3) прибрежно-морская с барьерными островами и лагунами. Тесное взаимодействие континентального и морского комплексов показывает, что трансгрессия началась одновременно с орогенезом, и море перерабатывало огромную массу песка и гравия, формируя терригенный шельф с минимальным количеством илового материала. Циклическое продвижение и отступание моря на фоне непрерывной трансгрессии создали фестончатую структуру побережья с преобладанием то аллювиальных, то прибрежно-морских и шельфовых литофаций. Связь с открытым бассейном на севере и северо-востоке Сибирского кратона устанавливается отчетливо по замещению в этих направлениях терригенных отложений карбонатными, следам приливов на склонах песчаных волн, периодически осушавшимся и засолонявшимся приливным равнинам поверх обширных аллювиальных шлейфов. На третьем этапе появилась благоприятная среда для расселения многоклеточных илоядных организмов, следы жизнедеятельнсти которых установлены в лагунных обстановках.

Измерения направлений течения рек по наклону форсетов в русловых барах и песчаных волнах, наклону плоских галек и валунов дали несколько закономерностей. Все реки имели начало во внешней зоне к западу и югу от Сибирского кратона. На севере Енисейского кряжа средние направления отмечаются на восток, в Бирюсинском Присаянье – на север-северо-восток, в Удинско-Ийском Присаянье – на север-северо-восток, в Иркутском Присаянье – на восток, в Западном Прибайкалье – на север-запад и северо-восток. Ряд независимых речных систем формировали аллювиальную и прибрежную равнину (стрэнд-плейн), судя по замерам ориентированную в запад-восточном направлении и плавно огибающую контур Сибирского кратона. Эпиконтинентальное море находилось к северу и северо-востоку от аллювиальной равнины и открывалось в океан. Источниками материала, переносимого реками, были орогены, лишенные или обедненные породами глинистого ряда, т. е супракрустальные комплексы поднятых блоков фундамента кратона.

Сделанный ранее вывод о резком изменении источников кластического материала на границе енисейско-присаянского горизонта [4, 5] подтвержден анализом галечного материала в конгломератах усть-тагульской и ушаковской свит. Кроме гнейсов, гранитоидов и, более редко, габброидов и щелочных вулканитов, обильны ортокварциты, более зрелые и метаморфизованные, чем в подстилающих комплексах позднерифейских авлакогенов. В качестве источника материала могли выступать краевые блоки фундамента Сибирского кратона и массивы нижнепротерозойских метаосадочных пород, сохранившиеся в грабенах. Реки проходили транзитом и слабо эродировали позднерифейские и вендские комплексы. Это косвенно подтверждает отсутствие складчатонадвиговых деформаций на рассматриваемом рубеже. Кварцевый и полевошпаткварцевый (аркозовый) состав песчаников, со слабой обработкой, в геодинамической классификации идентичен провинции "внутренних областей кратона и поднятых блоков фундамента" по [10]. Поскольку твердо установлено направление кластических потоков из внешних орогенов, в качестве последних выступали блоки гранитизированного нижнепротерозойского фундамента западного и южного краев Сибирского кратона. Быстрый и близкий во времени подъем краев кратона протяженностью более 3000 км может быть объяснен, по имеющимся данным, образованием сводовых поднятий и началом рифтогенеза в связи с мантийным потоком [6].

Смена осадочных систем в поздневендско-раннекембрийском конгломератпесчаниковом комплексе подтверждает рифтовую природу тектонического режима: от континентальной к прибрежно-морской и шельфовой, от гравийных (галечных) речных к песчаным речным и прибрежно-морским. Сводообразование и термальное погружение объясняют быстрое нивелирование орогенов. Одновременная быстрая стадия трансгрессии на границе терригенно-карбонатного комплекса барьеров и лагун (катангская трансгрессия, геофизический репер М₂), вероятно, связана со спредингом и раскрытием океана. Кластический бассейн образовался на стадии подъёма и обрамлял внешние склоны сводов, т. е. находился на висячем крыле этих поднятий (hanging wall basin). Собственно рифтовый кластический бассейн, т.е. аллювиальные конусы выноса и аллювиально-дельтовая система в рифтах, вряд ли сохранился после многостадийных палеозойских деформаций краев Сибирского кратона. Висячий кластический бассейн предшествовал коренному изменению структурного плана и погружению Сибирского кратона в кембрии. В кембрии начали формироваться карбонатные платформы и центральная область некомпенсации, что послужило одной из причин образования солеродной области и эвапоритового бассейна. Висячий кластический бассейн Сибирской платформы образовался в начале тектонической эпохи сепарации континентальных масс, открытия новых короткоживущих океанических бассейнов, формирования пассивных окраин, изменения циркуляции океанских вод и глобального фосфатогенеза. Обнаружение продуктов поздневенского-раннекембрийского рифтового вулканизма за пределами Сибирской платформы [11] подтверждает этот вывод.

Исследование поддержано РФФИ, проект 04-05-65299, Интеграционным проектом "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)", фондом "Университеты России", проект № УР.09.01.040, интеграционной программой № 25 «Эволюция биосферы».

- [1] Жарков М.А., Советов Ю.К. Иркутский горизонт, его объем и стратиграфическое положение // Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. -М.: Наука, 1969. - С. 34-53.
- [2] Хоментовский и др. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М: Наука, 1972. 355 с.
- [3] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 183 с.
- [4] Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 4, № 5. P. 363-387.
- [5] Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники на юго-западе Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 294 с.
- [6] Советов Ю.К. Сводовая фаза рифтогенеза и развал Палеопангеи (Паннотии) в позднем венде-раннем кембрии по данным анализа периферического форландового бассейна на югозападе Сибирской платформы // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. - С. 192-194.
- [7] Хоментовский В.В., Файзулин М.Ш., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда югозапада Сибирской платформы // ДАН. - 1998. - Т. 362, № 6. - С. 813-815.
- [8] Советов Ю.К., Пономарчук В.А., Комлев Д.А. Нижняя граница и стратиграфия венда на юго-западе Сибирской платформы по вариациям в карбонатных отложениях δ¹³C // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии 25-27 ноября 2003 г. - СПб.: Центр информационной культуры, 2003. - С. 473-476.
- [9] Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. V. 27, № 2. P. 83-100.
- [10] Dickinson W.R. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins // New perspectives in basin analysis (Frontiers in sedimentary geology) / K.L.Kleinspehn, C. Paola, (eds.). - Springer-Verlag New York Inc., 1988. - P. 3-25.
- [11] Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. Неопротерозойский возраст древнейших пород Томского выступа (Горная Шория) по данным U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar методов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 1999. - Т. 7, № 5. - С. 28-42.

ЧУЖЕРОДНЫЕ БЛОКИ В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

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

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru **Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru ***Апатиты, Геологический институт Кольского НЦ РАН, nik@geoksc.apatity.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс, протянувшийся в виде узкой прерывистой полосы более чем на 3 000 км от Охотского моря до Центральной Монголии, является одним из главных структурных элементов Центральной и Восточной Азии. В настоящее время он рассматривается в качестве реликта океанического пространства, закрывшегося в позднем палеозое–раннем мезозое в результате смыкания Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента (супертеррейна) [6 и др.]. Несмотря на то, что проблемам строения и тектонической эволюции Монголо-Охотского складчатого пояса в геологической литературе уделяется достаточно внимания, многие кардинальные вопросы его формирования до сих пор не решены. Одной из причин такой неопределенности является отчетливый дефицит геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических данных для магматических комплексов, проявленных в его пределах.

Для восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса одной из наиболее острых проблем является возраст и происхождение пород, относимых к пиканскому комплексу. В качестве этого комплекса многими поколениями геологов [1 и др.] выделяется совокупность интрузий, сложенных ультрабазитами, габбро, диоритами при подчиненной роли гранитоидов, представленных в виде узкой прерывистой полосы и трассирующих границу складчатого пояса и его обрамления. Пространственная сопряженность их с Южно-Тукурингрским разломом породила широко распространенное мнение о трещинном характере их внедрения, а в составе комплекса выделялось до четырех интрузивных фаз [1 и др.]. При полном отсутствии достоверных сведений о возрасте пород большинство исследователей условно относили их к среднему, среднемупозднему или позднему палеозою. Нет ясности и в происхождении рассматриваемого комплекса. Л.М. Парфенов [5] и Б.А. Натальин [4] полагали, что эти образования могут являться фрагментами офиолитов, а М.И. Кузьмин [3] рассматривал их в качестве островодужной габбро-тоналитовой ассоциации, однако ни первый, ни второй вариант не был подкреплен геохимическими данными. Такие данные, а также результаты геохронологических исследований некоторых массивов, относимых к пиканскому комплексу, появились лишь в последние годы [7, 8, 9]. Они свидетельствуют о том, что в состав пиканского комплекса ошибочно включались генетически разные и разновозрастные образования. В частности, Крестовский массив Янканского террейна и Дугдинский массив Тукурингрского террейна сложены кумулятивными и однородными габброидами и представляют собой фрагменты офиолитовых ассоциаций указанных террейнов. Совершенно иное происхождение имеют породы собственно Пиканского массива, которые и являются предметом исследований данной работы.

Рассматриваемый массив расположен в пределах Тукурингрского террейна восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса в бассейне реки Зея в районе створа плотины одноименной ГЭС. Он вытянут в субширотном направлении более чем на 80 км от р. Уркан (правый приток р. Зея) на западе до верховьев р. Тында (бассейн р. Деп, левый приток р. Зея) на востоке при ширине до 10 км. На геологических картах последнего поколения Пиканский массив показан как тектонический клин вдоль Юж-
но-Тукурингрского разлома - структурной границы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления. Это согласуется с мнением Г.В. Ициксона о тектонической природе пород массива (см. обзор в [2]), тогда как существует точка зрения и об эруптивном контакте пород Пиканского массива с вулканогеннокремнистыми и терригенными образованиями Монголо-Охотского складчатого пояса [2 и др.].

Пиканский массив сложен преимущественно габброидами, среди которых преобладают обычные клинопироксеновые и роговообманковые разновидности, горнблендитами. Кроме них широко распространены лейкократовые диориты, кварцевые диориты, тоналиты, значительно реже отмечаются граниты. На основании вещественных особенностей пород и результатов изотопно-геохронологических исследований в составе Пиканского массива авторами выделяются две разновозрастных ассоциации: *среднеордовикская габбро-тоналитовая высокоглиноземистая и позднесилурийская гранодиорит-гранитовая*.

Породами среднеордовикской высокоглиноземистой габбро-тоналитовой ассоциации (горнблендиты, роговообманковые и клинопироксен-роговообманковые габбро, кварцевые диориты, тоналиты) сложен основной объем Пиканского массива. Они прорваны небольшими по размеру телами позднесилурийских гранитоидов. Абсолютное большинство пород несет на себе отпечатки интенсивных катакластических и бластических процессов, которые затушевывают особенности первичного состава, что в совокупности с практически полным отсутствием обнажений сильно затрудняет изучение массива и выяснение взаимоотношений различных геологических образований. В этой связи следует подчеркнуть, что выделение перечисленных выше ассоциаций в определенной степени носит условный характер и требует уточнения в процессе дальнейших исследований.

Породам *среднеордовикской габбро-тоналитовой ассоциации* свойственна низкая и нормальная общая щелочность; характерными особенностями являются низкие содержания K₂O, редко превышающие 1 %, и достаточно высокие количества MgO > 1 %, CaO > 2.5 % в кварцевых диоритах и тоналитах. Яркой отличительной особенностью этих пород является высокая глиноземистость, что выражается как в абсолютных количествах (Al₂O₃ до 22. 3 %), так и в соответствующих коэффициентах (ASI > 1.2). Высокая глиноземистость пород хорошо коррелирует со значительными содержаниями Sr (до 1500 ppm); величина отношения Sr/Y достигает 300. Кроме того, характерной особенностью пород являются высокие величины отношений K/Rb = 560-850, низкие – отношения Rb/Sr=0.005-0.013.

Наиболее высокий уровень концентраций REE свойствен для горнблендитов, при этом хондрит-нормализованные графики для этих практически мономинеральных пород характеризуются слабым преобладанием LREE над HREE (La/Yb)_n = 6.8-7.0 и отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu*)_n=0.7. В плагиоклазсодержащих разностях горнблендитов графики выполаживаются ((La/Yb)_n = 1.7-4.3) и появляется слабая положительная европиевая аномалия ((Eu/Eu*)_n= 1.1-1.3), которая сохраняется в лейкократовых габбро (Eu/Eu*)_n= 1.4-2.2. В кварцевых диоритах и тоналитах уровень содержаний легких лантаноидов возрастает ((La/Yb)_n = 9.1-12.5), при сохранении слабой положительной европиевой аномалии ((Eu/Eu*)_n= 1.3 – 1.4).

В целом, среднекислые разности явно истощены в отношении абсолютного большинства литофильных элементов (Rb = 1-12 ppm, Th = 0.12-0.49 ppm, U =0.06-0.43 ppm, La = 3.2-7.0 ppm, Zr = 120-180 ppm, Nb = 0.8-1.7 ppm, Y= 3.1-4.1 ppm).

Позднесилурийские гранодиориты и граниты характеризуются низкой и нормальной общей щелочностью; им свойственна достаточно высокая глиноземистость (ASI=1.02-1.13). Рассматриваемые породы умеренно обогащены LREE ((La/Yb)_n = 8.2 – 14.2), содержания которых превышают хондритовый уровень в 70-100 раз. В отличие от охарактеризованных выше среднеордовикских тоналитов, величина (La/Yb)_n увеличивается с ростом кремнекислотности пород, что обеспечивается как ростом содержаний LREE, так и снижением уровня HREE. Европиевая аномалия в рассматриваемых гранитоидах отсутствует ((Eu/Eu*)_n = 0.9-1.0).

В целом, состав позднесилурийских гранитов приближается к составу верхней континентальной коры, хотя в определенной степени деплетирован Rb (23-29ppm), U (0.4-0.9 ppm), Th (3.0-3.9 ppm), Nb (6.5-6.8 ppm), Y (13.4-15.9 ppm), при этом уровень накопления в них литофильных элементов существенно выше, чем в среднеордовикских гранитоидах.

Для U-Pb изотопных исследований использовался образец кварцевого диорита (обр. C-521), отобранный непосредственно в пределах створа Зейской ГЭС. Всего было проанализировано три навески наиболее прозрачных кристаллов циркона, отобранные из размерных фракций >150 µm и <85 µm. Точки изотопного состава циркона из фракции <85 µm располагаются на конкордии, а циркон из более крупной фракции характеризуется обратной дискордантностью U/Pb отношений. Среднее значение возраста для двух фракций конкордантного циркона по отношению 206 Pb/ 238 U составляет 468±4 млн лет, а средняя величина возраста этих фракций по отношению 207 Pb/ 206 Pb соответствует 471±10 млн лет. Морфологические особенности циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, следовательно, значение возраста 468±4 млн лет, полученное для двух конкордантных фракций, может быть принято в качестве наиболее точной оценки возраста становления кварцевых диоритов габбро-тоналитовой высокоглиноземистой ассоциации Пиканского массива.

U-Pb изотопные исследования были выполнены также для гранитов (обр. С-720), представленных в виде тела мощностью 40-45 м и протяженностью 150-200 м, вытянутого в субширотном направлении, прорывающего габбро-тоналитовую ассоциацию. Для датирования первоначально были использованы три навески цирконов наилучшей сохранности, отобранных из размерных фракций: <75 µm, 75-120 µm и >120 µm. Все проанализированные фракции оказались сильно дискордантными, поэтому для уменьшения дискордантности циркон наиболее крупной фракции (> 120 µm) был подвергнут аэроабразивной обработке с удалением около 70 % его объема. Фигуративная точка этой фракции расположилась на конкордии. Полученные значения изотопных отношений образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 415 \pm 7 млн лет, а нижнее - близнулевому значению при СКВО=0.02. Циркон из рассматриваемого образца обладает морфологическими характеристиками магматического генезиса, в связи с чем полученный возраст по четырем фракциям 415 \pm 7 млн лет интерпретируется как возраст кристаллизации родоначального для рассматриваемых гранитов расплава.

Как упоминалось выше, ранее была установлена офиолитовая природа Крестовского и Дугдинского массивов восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, сложенных породами, относимыми к пиканскому комплексу. Результаты данных исследований свидетельствуют о том, что по своим геохимическим особенностям породы петротипического Пиканского массива не могут являться офиолитами. Кроме того, возраст пород этого массива оказывается более древним, чем наиболее древних фаунистически охарактеризованных палеоокеанических отложений Монголо-Охотского складчатого пояса, относимых к силуру и девону [6]. В этой связи можно предположить, что Пиканский массив является фрагментом континентального обрамления складчатого пояса, тектонически "помещенным" в современную структуру пояса в результате сравнительно молодых, например позднемезозойских, движений, когда проявлялись интенсивные продольные перемещения вдоль Монголо-Охотской сутуры, сопровождавшиеся торошением континентальных окраин. Такое предположение согласуется с упомянутым выше мнением Г.В. Ициксона о тектонической природе пород массива.

В качестве подтверждения предложенного тектонического сценария могут служить результаты недавних геохронологических исследований палеозойских магматических комплексов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса. В частности, в строении северо-восточного фланга Аргунского террейна были выявлены массивы гранитов с возрастом 467±5.5 млн лет, 472±2 млн лет (U-Pb метод по цирконам) [10]. Не исключено, что последние, вместе с раннеордовикскими гранитами Мамынского террейна, являются составными частями некогда единого раннепалеозойского орогенного пояса. По мнению авторов, фрагменты этого пояса вполне могли быть "перемещены" в структуру Монголо-Охотского складчатого пояса на последних этапах его формирования.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 05-05-65347), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса – от палеоокеана к континенту".

- [1] Геология зоны БАМ. Т. 1. Л.: Недра, 1988. 443 с.
- [2] Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. - М.: Наука, 1979. - 113 с.
- [3] Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. - 200 с.
- [4] Натальин Б.А. Офиолиты джагдинского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. - Хабаровск: ДВО АН СССР, 1986. - С. 69-71.
- [5] Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- [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., Дриль С.И. Первые данные о вещественном составе Дугдинского массива офиолитов (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Матер. II Всерос. металлог. совещ. Иркутск, 25-28 августа, 1998. - Иркутск, 1998. -С. 394-395.
- [8] Сорокин А.А., Дриль С.И. Янканский офиолитовый комплекс Монголо-Охотского складчатого пояса: петрология и геодинамическая позиция // Тихоокеанская геология. - 2002. -№ 6. - С. 46-60.
- [9] Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П., Рублев А.Г., Левченков О.А., Котов А.Б, Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН. -2003. - Т. 392, № 6. - С. 807-812.
- [10] Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи, Журавлев Д.З., Ян Пин, Сун Гуйхуа, Гао Лиминг. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. - 2004. - Т. 12, № 4. - С. 414-424.

КОРРЕЛЯЦИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.М. Станевич*, В.К. Немеров **, А.А. Постников***, А.М. Мазукабзов*

*Иркутск, Институт земной коры CO PAH, stan@crust.irk.ru **Иркутск, Институт геохимии CO PAH, nemerov@igc.irk.ru ***Новосибирск, Институт геологии нефти и газа CO PAH, PostnikovAA@uiggm.nsc.ru

Корректность палеогеографических построений и реконструкций геодинамической эволюции во многом определяется точностью возрастной корреляции породных комплексов. К индикаторным стратонам позднего протерозоя Байкальской складчатой области (БСО) относятся медвежевский, баллаганахский, дальнетайгинский, жуинский и присаянский региональные горизонты, отложения которых в результате геологосъемочных и тематических работ протрассированы по всей территории региона [1, 2]. Наиболее изученными считаются разрезы байкальской серии Прибайкальской зоны БСО, включаемые в дальнетайгинский и жуинский горизонты. Несмотря на эталонный статус толщ серии, вопросы их возраста, седиментологических и геодинамических условий формирования не только остаются дискуссионными, но в последнее время могут стать более противоречивыми. Наиболее полно острота расхождений позиций видна на примере базальных слоев серии. Точки зрения на их возраст [2, 3, 4] варьируют в интервале более чем триста миллионов лет. В последние годы предпринята попытка оценить возрастное положение нижней части байкальской серии на основе данных изотопной хемостратиграфии. Полученные значения 87 Sr/ 86 Sr и вариации δ^{13} C, при сравнении с общепринятыми разрезами неопротерозоя, позволили говорить о верхневендском положении отложений всей серии [5], а следовательно, и их аналогов в БСО. Если принимать во внимание последнюю точку зрения, то все позиции, определяющие этот "разросшийся" диссонанс, основываются на сопоставлении различных параметров стратонов с методически аналогичными данными других регионов и континентов, «традиционно» без учета особенностей регионального биоседиментогенеза.

В этой ситуации комплексная корреляция, которая всегда являлась основой создания региональных стратиграфических схем, представляется более надежным инструментом для корректировки положения рассматриваемых отложений в хронологической шкале. Фитолитовая и микрофоссилиевая характеристика разрезов БСО является специфичной [2, 6], что, как следует признать, даёт мало надежды на однозначную корреляцию с типовыми разрезами позднего протерозоя Южного Урала и Учуро-Майского района Сибири, которая на протяжении более 40 лет являлась основой возрастной привязки дальнетайгинского горизонта БСО. Однако существующие закономерности распределения ассоциаций таксонов фитолитов и микрофоссилий не позволяют предполагать вендское положение рассматриваемых толщ, а их хронологическая привязка может быть конкретизирована на известном региональном материале. Основой такой убежденности служат сходимые данные по ранее проведенной корреляции позднепротерозойских образований БСО [1, 2, 3, 7] и известные данные радиоизотопных исследований.

Отложения байкальской серии выдержанными фациальными комплексами трассируются на север Байкала и далее, залегая на основных вулканитах хотской свиты или на осадочно-вулканических образованиях акитканского комплекса нижнего протерозоя. В Приленской зоне БСО уровень дальнетайгинского и жуинского горизонтов представлен уже более мощным и разнообразным комплексом фаций, информативнее отражающим эволюционные тенденции в геодинамической истории региона [8]. С осадками байкальской серии их объединяют последовательность геохимических параметров [8] и металлогеническая специализация. В обоих случаях к шельфовым фациям биохемогенного карбонатонакопления приурочены известные в регионе рудопроявления фосфора, свинца, цинка и повышенные содержания марганца. Концентрации C_{opr} , S и связанных с ним содержаний U, Mo, V, Au, Cu, Co, Ni, Pb, Zn закономерно изменяются вверх по разрезу в обоих районах. Эта же тенденция устанавливается и для отложений Бодайбинской зоны, относимых к интервалу дальнетайгинского и жуинского горизонтов [8].

Отложения дальнетайгинского и жуинского горизонтов в Приленской и Бодайбинской зонах подстилаются терригенно-карбонатными слоями верхов баллаганахского горизонта. Трангрессивная последовательность и составы терригенных пород трех свит горизонта являются удивительно выдержанными по всей территории этих зон, характеризуя обстановку пологого шельфа пассивной окраины Сибирского кратона [8]. Аналогичное по площади распространение имеют и подстилающие образования медвежевского горизонта (свиты). Они представлены рифтогенными вулканитами основного состава и осадочно-вулканогенными отложениями, включающими высокожелезистые песчаники. Южнее, в Олокитском прогибе, аналогичный фациальный комплекс представлен осадочно-вулканогенными образованиями тыйской свиты, а баллаганахский уровень - октолахтинской и стойбищной свитами. Трангрессивная последовательность четырех пачек последней уверенно трассируется на протяжении более 150 км по направлению к разрезам Бодайбинской зоны, а общая последовательность и состав фациальных комплексов Олокитского прогиба отчетливо распознаются в медвежевском и баллаганахском горизонтах Бодайбинской и Приленской зон.

Фациальная невыдержанность вышележащих последовательностей пород Олокитского прогиба, в отличие от баллаганахского уровня, близка таковой в разрезах дальнетайгинского горизонта Приленской и Прибайкальской зон. Отнесение ондокской и асектамурской свит Олокитского прогиба к дальнетайгинско-жуинскому уровню, кроме корреляции подстилающих образований баллаганахского горизонта, обусловливается рядом факторов. Во-первых, синхронным появлением определенных ассоциаций форм строматолитов и микрофоссилий, неизвестных ниже [2, 4]. Во-вторых, характерной металлогенической специализацией, включающей наличие рудопроявлений и Холоднинского месторождения свинца и цинка, повышенные содержания фосфора и марганца. В-третьих, отложения ондокской свиты и прорывающие их гипербазиты довыренского комплекса несогласно перекрываются молласовой толщей авгольской и холоднинской свит. Формационно аналогичные отложения широко развиты на юге БСО, резко с угловым несогласием залегают на разновозрастных породных комплексах и сопоставляются с ушаковской и анангрской свитами, чьи базальные кластиты перекрывают тонкотерригенные отложения верхов жуинского горизонта, в том числе и алевролиты, венчающие байкальскую серию. К тому же, различные терригенные фации присаянского горизонта во всех зонах региона содержат ассоциацию акритарх, не известных древнее жуинского горизонта.

В отличие от амагматичных толщ дальнетайгинского и жуинского горизонтов упомянутых зон БСО, этот уровень в Олокитском прогибе характеризуется контрастным вулканизмом с характерным для островодужных серий набором лав, туфов и терригенных туффитов, ассоциирующих с фитолитовыми карбонатами, песчаниками эолового происхождения и разнообразными сланцами. Шельфовые отложения ондокской свиты интрудируются ультрабазитами довыренского комплекса. Результатом геохронологических исследований разреза Олокитского прогиба явился спектр достаточно корректных изотопных датировок [9], который конкретизирует положение региональных подразделений в общей шкале (табл.).

| Региональные | Свиты, компле- | Возраст | Метод | Породы, | Ссыл- |
|---------------|-----------------|---------|------------|--------------|-------|
| горизонты | ксы, процессы | млн лет | | минералы | ка |
| Медвежевский | Тыйская | 927±10 | Rb-Sr изо- | Метабазальты | [9] |
| | | | хронный | | |
| Дальнетайгин- | Ондокская (пра- | 825±3 | U-Pb | Цирконы | [10] |
| ский | вомамский) | | | риолитов | |
| | Рудогенез | 760±20 | Pb-Pb | Рb-Zn руды | [11] |
| | | 740±20 | - ''- | | |
| Жуинский | Асектамурская | 727±18 | U-Pb | Цирконы | [12] |
| | (верхнетыйская) | 711±6 | - ''- | вулканитов | |
| | Довыренский | 707±40 | Pb-Pb | Перидотиты | [13] |
| | | 700±20 | Rb-Sr, | Минералы | [14] |
| | | | Sm-Nd | габбро | |
| | Сыннырский | 700±20 | U-Pb | Цирконы | [14] |
| | (иняптукский) | | Rb-Sr изо- | порфиров | |
| | | 670±65 | хронный | Вулканиты | [15] |
| Дальнетайгин- | Региональный | 600-550 | U-Pb | Амфиболиты | [11] |
| ский | метаморфизм | | | | |

Геохронология образований Олокитского прогиба

Применительно к интерпретации хемостратиграфических данных следует кратко остановиться на реконструкции обстановок накопления осадков байкальской серии. Последняя объединяет (снизу) голоустенскую, улунтуйскую, качергатскую свиты, верхние отложения которой перекрываются ушаковской свитой присаянского горизонта. Для базальных слоёв голоустенской свиты характерны карбонаты с примесью полевошпатово-кварцевой кластики, слои и линзы аркозово-граувакковых конглобрекчий и гравелитопесчаников, имеющие в низах свиты характер хаотических комплексов. Приуроченность к базальным слоям голоустенской свиты продуктов вулканической деятельности связывается со структурно сближенными метабазальтами более древней хотской свиты. Основная часть свиты представлена мелководными хемобиогенными карбонатами и кварцевыми песками разной степени зрелости. Отсюда, начало голоустенского этапа характеризуется существованием двух сопряженных, но формационно контрастных обстановок осадконакопления, определяющихся рифтогенным режимом [16]. Углеродсодержащие известняки и алевропелиты позднеголоустенского времени свидетельствуют о стагнационных условиях и незначительном привносе терригенной компоненты.

Улунтуйское время определяется процессами трансгрессии в начальный период с регрессивно-пассивными паузами во второй половине. Алевропесчаные и алевропелитовые отложения нижней подсвиты сменяются строматолитовыми и микрофитолитовыми карбонатами верхней подсвиты. В районе стратотипа контрастное сочетание биогермных, мергелистых и черносланцевых фаций характеризует хемобиогенные условия проксимального шельфа с фитолитовыми постройками барьерного типа. Вверх по разрезу свиты уменьшается количество углеродистых алевропелитов, падает кремнистость, углеродистость, фосфатность осадков. Рост содержаний Р, В, Sr, группы сидерохалькофильных элементов – Ni, Co, Cu, Zn, Mn, V и ΣTR – объясняется подчиненным значением терригенного привноса и возрастающей ролью хемобиогенного фактора осадконакопления. Низкие значения В и Sr в верхнеулунтуйских пелитах, видимо, свидетельствуют о мелководных и опреснённых условиях на этом участке дна. В пользу более окислительной среды, которая препятствовала накоплению OB, говорят и пониженные характеристики С_{орг}. Повышенные содержания Fe, Mg, Ti, Cr и др. в сланцах подтверждают общую региональную особенность специализации пород-аналогов улунтуйской свиты, свидетельствующую о заметном привносе в акваторию палеобассейна эксплозивного материала. Этот вывод и геолого-геохимические данные отложений, коррелируемых с улунтуйской свитой, характеризуют её отложения как сформировавшиеся на внутреннем шельфе задугового бассейна [8]. Особенности улунтуйского седиментогенеза говорят в общем о тектонической паузе в развитии Прибайкальской зоны.

Олигомиктовые песчаники качергатской свиты резко сменяют биогермные карбонаты улунтуйской свиты и содержат их обломки. В нижней половине качергатской свиты возрастают параметры кремнистости, углеродистости и фосфатности осадков, свидетельствуя о продолжении трансгрессии, удалении береговой линии и углублении рассматриваемого участка палеошельфа. Максимальные содержания В и Sr в нижней половине свиты указывают на повышенную соленость вод по сравнению с верхнеулунтуйскими отложениями. Для верхних пачек свиты характерны углеродистые алевропелиты, свидетельствующие о стагнационных условиях в отрицательных формах дна. В полимиктовых конгломератах ушаковской свиты, перекрывающих алевропелиты качергатской свиты, присутствуют обломки светлых пелитоморфных известняков. Их присутствие указывает на наличие в верхнекачергатское время литоральных условий севернее, где формировались органогенные карбонаты. Отложения верхней пачки, наряду с пелитовым материалом, включают уже песчаники аркозового и полимиктового состава, что указывает на разрушение возникших конседиментационных поднятий. Их максимальная инверсия обусловила быстрое заполнение прогиба в ушаковское время. Отложения качергатской свиты фиксируют предорогенный период на окраине кратона. Северо-восточнее отложения, синхронные качергатским (аунакитская, вачская и др. свиты), интерпретируются как производные условий бассейна форланда [8]. Грубообломочные отложения ушаковской свиты, как и коррелируемые с ними толщи присаянского горизонта, отражают обстановки, связываемые с коллизионными событиями на южной окраине Сибирского кратона в венде.

Таким образом, вышеприведенные данные позволяют конкретизировать положение региональных горизонтов: дальнетайгинское время определяется интервалом 850-750 млн лет, а жуинское – 750-650 млн лет, что согласуется с ранее проведенной межрегиональной корреляцией [3]. Карбонаты улунтуйской свиты формировались в полузамкнутых, прибрежных зонах задугового бассейна. Это заключение, среди прочего, ставит под сомнение корректность вывода о вендском положении пород байкальской серии.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 04-05-64159, 05-05-64466, 05-05-97301р) и интеграционного проекта РАН–СО РАН № 6 "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)".

- [1] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Верхний протерозой и нижний палеозой). - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. - 215 с.
- [2] Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. - М.: Недра, 1992. - 158 с.
- [3] Хоментовский В.В., Постников А.А., Файзуллин М.Ш. Байкалий стратотипической местности // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1505-1517.
- [4] 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.
- [5] Кузнецов А.Б., Анисимова С.А., Мельников Н.Н., Гелетий Н.К., Дольник Т.А., Летникова

Е.Ф. Изотопная хемостратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс. конф. по изотопной геохронологии. - СПб.: Центр информационной культуры, 2003. - С. 233-236.

- [6] Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия: анализ-84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 1. С. 3-20.
- [7] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- [8] Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 3. - С. 456-470.
- [9] Makrygina V.A., Petrova Z.I., Sandimirova G.P., Pakhol'chenko Yu.A. New data on the age of the strata framing the Chuya and Cisbaikalian uplifts (Northern and Western Baikal areas) // Geology and Geophysics. - 2005. - V. 46, № 7. - P. 714-722.
- [10] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат. XXXII тект. совещ. Т. 1. - М.: ГЕОС, 1999. - С. 93-95.
- [11] Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олокитской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. - 1991. - № 6. - С. 33-49.
- [12] Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи позднедокембрийского кислого вулканизма Байкальской складчатой области (результаты U-Pb исследования цирконов) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Росс. конф. по изотопной геохронологии. - М.: ИГЕМ РАН – ГЕОС, 2000. - С. 315-317.
- [13] Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sm-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (Eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chem. Geol. - 1996. - 129. - 1-2. - P. 39-69.
- [14] Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченко О.А., Комаров С.З., Яковлева А.А., Немчин И.К., Кориковский С.П. О раннепротерозойском–верхнерифейском возрасте пород олокитского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным U-Pb цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 206-222.
- [15] Булдыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я., Житков А.Н., Герасимов Н.С. Вулканогенные образования Олокитского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1988. - № 3. - С. 8-17.
- [16] Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // ДАН. - 2001. - Т. 378, № 3. - С. 370-374.

СПОСОБ КАРДИНАЛЬНОГО ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Ю.И. Тверитинов

Иркутск, ООО «Урал Сибгео», tvertat@newmail.ru

Известно, что в настоящее время в России практически исчерпан фонд легко открываемых месторождений полезных ископаемых. За последние 20 лет фактически не выявлено новых крупных объектов минерального сырья, и происходит прогрессирующее истощение сырьевой базы страны.

Особенно заметна тенденция убыли разведанных запасов золота. По прогнозам, известные месторождения золота с богатыми легкообогатимыми рудами будут отработаны в основном в течение ближайшего пятилетия. Это вызывает естественное беспокойство у золотопромышленников и планирующих государственных органов.

В качестве главной причины указанной тенденции называют сокращение средств, выделяемых из федерального бюджета на финансирование геологоразведочных работ. Однако более существенная причина заключена в ограниченных прогностических возможностях традиционных методов поисков, базирующихся на использовании главным образом прямых признаков оруденения на современной поверхности Земли. Подавляющая часть таких объектов выявлена и в той или иной степени оценена в процессе планомерно проводившихся на территории СССР геологоразведочных работ. Между тем значительно большая часть месторождений в силу разных причин находится на той или иной глубине от земной поверхности и не может быть обнаружена традиционными методами.

Автором с коллегами по совместной работе в ВостСибНИИГГиМСе, АНПО «Недра», ООО «Георесурс» и др. разработана и апробирована на практике методика прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых, основанная на учете и количественном анализе всей совокупности признаков геологического пространства, характеризующих условия образования и расположения различных объектов минерального сырья. В анализе участвуют признаки глубинного строения исследуемых территорий, специфические комбинации которых служат определяющим фактором генерации флюидов и возникновения самих объектов минерального сырья. В полном объеме используются наблюдаемые на современной поверхности признаки геологического строения, минерагении и гипсометрии современного рельефа, с которыми минеральное сырье находится преимущественно в парагенетической связи.

Для прогнозирования используется в качестве эталонной равнопредставительная информация об известных в той или иной степени разведанных объектах минерального сырья. Эталонные объекты могут располагаться как в контурах исследуемой территории, так и вне ее. Множественность используемых эталонных объектов обеспечивает возможность процедуры «экзамена на достоверность», которая состоит в сопоставлении результатов прогнозирования на одной и той же площади по различным эталонам.

Эффективность этой методики прогнозирования доказывается результатами ее применения на практике. К настоящему времени составлены карты прогноза на комплекс полезных ископаемых (золото, платиноиды, медь, свинец, цинк, молибден, алмазы, нефть, газ) территорий Иркутской и Читинской областей, Бурятии и отдельных районов МНР. Полученные материалы кардинально меняют представления о ресурсах полезных ископаемых на этих территориях. Можно утверждать, что, например, в Ленском золотоносном районе есть золоторудные объекты, превосходящие по ресурсному потенциалу знаменитое Сухоложское месторождение. Компьютерные прогнозные карты достаточно точно обозначают местонахождение объектов минерального сырья, но не дают ответа на вопрос о глубине их залегания. Оруденение может быть представлено «слепыми» рудными телами. Тогда на близповерхностных уровнях могут быть обнаружены лишь их надрудные ореолы. В других случаях оруденение погребено под толщей рыхлых отложений. В-третьих – имеет выходы на поверхность, но в той или иной мере преобразовано процессами выветривания. Наконец, его промышленно-рудная часть может быть полностью эродирована.

Для раскрытия природы «компьютерных аномалий» и оценки их объемных параметров предусматриваются геофизические исследования вдоль линий опорных профилей. На прогнозируемых золоторудных объектах в качестве основных нами используются методы электромагнитных зондирований, обеспечивающие увязку геологических и геоэлектрических неоднородностей в вертикальных разрезах. По опыту, при этом достоверно определяются мощности рыхлых отложений и кор химического выветривания, строение вмещающих осадочно-метаморфических толщ, местоположение и размер прогнозируемых объектов минерального сырья на значительную глубину от земной поверхности.

Получаемые в результате компьютерного прогнозирования и объемного геологогеофизического моделирования материалы обеспечивают оценку потенциала перспективных объектов по категории P₃-P₁ и высокую эффективность последующих геологоразведочных работ.

Весь комплекс прогнозно-металлогенических работ на территории одного рудного района выполняется в течение 1,5-2 лет при сравнительно небольших затратах финансовых средств.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ДЕФОРМАЦИЙ В ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Ю.И. Тверитинов

Иркутск, ООО «Урал Сибгео», tvertat@newmail.ru

В настоящее время получают широкое признание представления о послойнодисгармоничном строении литосферы. Признаки субгоризонтальных перемещений горных масс, в том числе существование разноглубинных сорванных покровов, обнаруженных практически во всех складчатых сооружениях мира, доказывают, что, по крайней мере, на верхних уровнях расслоенность земной коры имеет тектоническую природу [1-4 и др.]. Некоторые геологические и геофизические данные о тектоническом строении юга восточно-азиатской части России [5-9 и др.] указывают на развитие покровных образований и на этой территории. Вместе с тем они недостаточны для того, чтобы оценить масштабы проявления тектонической расслоенности коры и судить о распределении деформаций в вертикальных разрезах. В какой-то мере выяснению этих вопросов способствует выполненный нами пространственно-статистический анализ структур Байкальской и Амурской складчатых областей.

Методика анализа [10] предусматривает районирование территорий по признакам ориентированности и напряженности складчатости с учетом возраста ее формирования. В качестве фактографической основы использованы государственные геологические карты масштаба 1:200000. Взятые с них замеры элементов залегания складчатости (более 20 тыс.) обработаны на равноплощадной сетке Шмидта (составлено около 2 тыс. диаграмм). Осуществлен анализ распределения деформаций по гипсометрическим уровням. При этом учитывалась возможность нарушения первичного распределения деформаций, особенно в полициклических областях древнейшей консолидации, в связи с постскладчатыми, в том числе неотектоническими, вертикальными движениями. Поэтому анализ осуществлялся раздельно по структурам с определенной ориентировкой складчатости (и возрастом формирования), а в них – по стратиграфическим ярусам.

Максимально упорядоченным оказалось распределение деформаций в вертикальных разрезах поздних киммерид – структур СВ простирания складчатости (рис., A₁₋₂). Обнаружилась отчетливая общая тенденция ослабления дислокаций снизу вверх. Можно думать, что слабые дислокации верхних уровней, соизмеримые с дислокациями в Удском прогибе (рис., А₄), фиксируют начальные стадии процесса, связанного с подъемом поверхности палеобассейнов седиментации над уровнем моря. В этих условиях еще практически не действует фактор веса вышележащих пород, а по мере подъема территорий и их денудации структурообразующее значение этого фактора даже убывает, благодаря чему дислокации изначально близповерхностных уровней в последующем не испытывают осложнений. Дислокации нижних уровней отвечают поздним стадиям горообразования. Прогрессирующее увеличение книзу дислоцированности толщ коррелируется с величиной подъема горных масс над условной поверхностью эллипсоида вращения Земли и соответственным повышением нагрузки вышележащих пород. Этим приводится в действие механизм расплющивания подстилающих толщ и их дифференцированных перемещений по горизонтали в каком-либо предпочтительном направлении, определяемом ротационным режимом планеты.

Для структур более ранней консолидации, при сохранении общей тенденции ослабления деформаций кверху (рис., Б), характерно их более сложное распределение. По-видимому, это вызвано повторными субгоризонтальными дислокациями уже консолидированных толщ, а также неотектоническими вертикальными движениями, в результате которых отдельные блоки переместились на 300-400 м по отношению к другим.



Графики распределения складчатых деформаций по гипсометрическим уровням Дальнего Востока. А – структуры с СВ простиранием складчатости. 1-2 – Удско-Шантарский синклинорий – Сихотэ-Алинская складчатая система: 1 – домезозойские комплексы; 2 – юра-мел; 3 – Становая область, домезозой; 4 – Удский прогиб, юра-мел. Б – структуры с ЗСЗ простиранием складчатости: 5-6 – Хингано-Буреинский краевой массив: 5 – юра; 6 – домезозой; 7 – Становая область, домезозой.

Для Байкальской области характерно обратное распределение деформаций. После максимально высоких и достаточно стабильных значений (в интервале 700-2000 м абс. выс.) на низших отметках дислоцированность становится резко контрастной и наблюдается ее общий спад. По сравнению с Приамурьем Байкальская область характеризуется более глубоким эрозионным срезом, установленные для той и другой особенности распределения деформаций, по-существу, дополняют друг друга, благодаря чему мы получаем возможность воссоздать общую картину. Из нее следует, что увеличение степени дислоцированности толщ с глубиной имеет свои пределы. На глубине около 2 км складчатость достигает наивысшей напряженности (средние углы наклона 50-70°), которая глубже на значительном протяжении выдерживается, а затем резко спадает. Последнее, предположительно, происходит на уровне палеоповерхности эллипсоида, ниже которой господствуют условия всестороннего сжатия пород, и горизонтальная составляющая деформаций оказывается слабо выраженной.

Основные параметры интегральных моделей распределения деформаций (вертикальный размах, напряженность складчатости, выдержанность дислокаций и др.) варьируют в зависимости от величины, длительности и темпа воздымания горных сооружений. В областях умеренных поднятий (рис., A₄) модели имеют редуцированный вид.

Приведенные данные убеждают в том, что в диапазоне высот от дневной поверхности до подошвы горных массивов, совмещаемой с условной поверхностью эллипсоида вращения Земли, в любой части разреза действуют тангенциальные напряжения, выражающиеся в продольном сжатии толщ. Неравномерность сжатия и наличие значительных градиентов деформаций предполагают существование относительных перемещений одних уровней по отношению к другим. Наблюдаемое подобие кривых распределения деформаций на графиках указывает на выдержанность «критических» уровней по латерали и, следовательно, их практическую независимость от литологии и возраста дислоцируемых толщ.

Таким образом, следует предполагать повсеместность проявления (в той или иной мере) тектонической расслоенности пород. Этот вывод подтверждают прямые признаки субгоризонтальных перемещений горных масс. В Байкальской складчатой области максимальные градиенты деформаций зафиксированы на отметках 200-700 м абс. выс. И именно в пределах этого уровня многочисленны признаки наличия тектонических срывов.

В Байкало-Муйском поясе гранитогнейсы архея и гранитоиды разного возраста залегают аллохтонно на нижнепротерозойском зеленокаменном основании. В зоне контакта достаточно сильно проявлен катаклаз. Региональный пологий тектонический срыв – мощный (порядка 200-300 м) горизонт эруптивных брекчий, состоящий из неравномерно раздробленных и перемещенных вулканогенных и интрузивных пород.

В миогеосинклинальной зоне Байкальской складчатой области [11, 12] образования аллохтона и маркирующего уровня повышенных дислокаций в основном, видимо, уничтожены эрозией. В качестве реликтов сорванного покрова можно рассматривать ультраметаморфические комплексы Чуйско-Тонодского антиклинория, по внешнему контуру очерченные линиями пологих разрывов; в синклинориях к таковым можно относить редко встречающиеся гранитоидные массивы, судя по геофизическим данным, представляющие собой субгоризонтально залегающие маломощные бескорневые пластины. В автохтоне находятся вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения рифея–венда и раннедокембрийский фундамент.

В Алдано-Становой области осадочно-гранитно-метаморфический слой также делится на два горизонта, разграниченных субгоризонтальной плоскостью несогласия. Нижний представлен главным образом массивными гранитами AR-PR₁ и подстилающими метабазитами неопределенного возраста (диабазовые порфириты, переходящие в амфиболиты, габбро и габбро-диориты), которые, по мнению Ap.H. Угрюмова [13], образуют амфиболитовую оболочку, распространяющуюся на всю площадь Алданского щита. По нашим данным, она прослеживается также в пределы Становой области и Монголо-Охотского пояса. Верхний горизонт слагают осадочные толщи С и J, метаосадочные породы, кристаллосланцы и гранитогнейсы AR, обладающие явными или скрытыми признаками субгоризонтальных дислокаций. Контакт V-С карбонатных толщ и AR гранитов осложнен плоскостью субгоризонтального срыва. Параллельно плоскости контакта в известняках залегает силл диабазового порфирита. В.И. Казанский [14] подчеркивает обилие в кристаллическом фундаменте подобных пологозалегающих жильных тел щелочно-земельного и щелочного состава, связывая их образование с раскрытием трещин в результате активного механического воздействия магматических расплавов. Однако растекание магм на широкой площади проще объяснить стимулирующим влиянием горизонтальных дифференцированных перемещений вмещающих пород, в процессе которых расплав мог играть роль смазки, нежели с позиций представления о сомнительных внутренних энергетических возможностях внедряющейся магмы.

Аналогичная расслоенность обнаруживается в терригенных отложениях J Чульманской впадины.

Вдоль Амуро-Якутской магистрали через весь Становик прослеживаются расслоенные гранитно-метаморфические комплексы. Можно обоснованно предполагать, что всюду они развиты только в пределах верхнего структурного этажа, представляя гетерогенную структуру типа сорванного покрова.

Рассмотренные данные приводят к мысли, что тектоническая расслоенность, представляя общую особенность литосферы, есть, прежде всего, атрибут верхних частей гранитно-метаморфического слоя земной коры. Интенсивно расслоенные гранитнометаморфические и вулканогенно-осадочные комплексы близповерхностных уровней вниз по разрезу сменяются образованиями, в которых элементы субгоризонтального залегания выражены слабее или отсутствуют. Для переходной зоны, предположительно совпадающей с поверхностью эллипсоида вращения Земли, характерны признаки, диагностирующие резкий спад кверху бокового сжатия. Благодаря этому здесь относительно повышена структурообразующая роль веса пород и ротационно обусловленных сил, совместное влияние которых реализуется в направленных субгоризонтальных перемещениях горных масс. Распределение деформаций в пределах верхнего тектонически расслоенного структурного этажа, по-видимому, коррелируется с величиной нагрузки горных масс, увеличивающейся книзу по мере подъема горных сооружений над поверхностью эллипсоида вращения.

- [1] Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
- [2] Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 104 с.
- [3] Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8-24.
- [4] Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
- [5] Арсентьев В.П., Хренов П.М. Особенности стиля тектонической эволюции Саяно-Байкальского горно-складчатого пояса // Тектоника Сибири. Т. 7. - М., 1976. - С. 29-35.
- [6] Зорин Ю.А., Грудинин М.И., Турутанов Е.Х. и др. Морфология Шаманского и Парамского гипербазитовых массивов (Байкальская складчатая область) // ДАН СССР. 1978. Т. 238, № 1. С. 181-184.
- [7] Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. - 1980. - № 4. - С. 95-107.
- [8] Сизых А.И. Тектонические структуры Хилокской структурно-формационной зоны (Западное Забайкалье) // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976. С.77-82.
- [9] Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1980. 237 с.
- [10] Тверитинов Ю.И. Методические рекомендации по пространственно-статистическому анализу элементов залегания складчатости при составлении обзорных и среднемасштабных тектонических схем. Мат. ВСНИИГГиМСа. Иркутск, 1981. 32 с.
- [11] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.

- [12] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
- [13] Угрюмов Ар.Н. Соотношение кристаллических комплексов архея с «базальтовым»слоем земной коры на Алданском щите // Тектоника Сибири. Т. Х. Новосибирск: Наука, 1981.
- [14] Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИЗОТОПНЫЕ ПРОВИНЦИИ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ И АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ (СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ)

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

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, turkina@uiggm.nsc.ru **Апатиты, Геологический институт Кольского НЦ РАН, bayanova@geoksc.apatity.ru

Современная структура юго-западной краевой зоны Сибирского кратона включает выступы фундамента и докембрийские террейны его ближайшего складчатого обрамления. Синтез накопленных в течение последних лет геологических, изотопногеохронологических и петрологических данных, положенный в основу этого сообщения, дает новую информацию об этапах корообразующих событий и процессах роста коры на раннем этапе эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Систематические исследования среднекислых магматических (гранитоиды и метавулканиты) и метаосадочных пород, изотопный состав которых отражает параметры нижне- и верхнекорового уровней, являющихся соответственно субстратом для образования кислых расплавов и источником детритового материала, позволили выделить в рассматриваемом регионе четыре коровые провинции, характеризующиеся узкими и неперекрывающимися диапазонами модельного возраста (рис.). Формирование каждой из изотопных провинций связано с дискретным этапом образования ювенильной коры.



Изотопные коровые провинции юго-западной окраины Сибирского кратона:

1 – архейская, 2 – палеопротерозойская, 3 – мезопротерозойская, 4 – неопротерозойская (цифры в кружках).

Цифрами с точками показаны значения модельного возраста пород.

Изотопные коровые провинции и этапы формирования коры

Новые изотопные данные по террейнам окраины Сибирского кратона позволяют решить принципиальный вопрос о современной границе кратона как структуры с раннедокембрийским (≥ 1,6 млрд лет) фундаментом. Метаосадочно-вулканогенные ассоциации и гранитоиды, в том числе раннепротерозойского возраста, Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов характеризуются модельным возрастом более 2,5 млрд лет (типичный диапазон 2,5-2,9 млрд лет, максимальные значения 3,3-3,6 млрд лет в Онотском и Ерминском гранит-зеленокаменных террейнах Шарыжалгайского выступа). Указанные структурные элементы объединяются в *архейскую коровую провинцию*, и их распространение маркирует границу Сибирского кратона, сформированного в результате раннепротерозойских коллизионных процессов. Выделение архейской коровой провинции в пределах Шарыжалгайского выступа подтверждается результатами U-Pb датирования магматических цирконов из плагиогнейсов (ТТГ комплекс Онотского блока – 3,4 млрд лет) [1] и метаморфических цирконов из гранулитов Иркутного и Китойского террейнов (2,6 млрд лет) [2, 3].

Палеопротерозойская коровая провиниия представлена метаосадочновулканогенными ассоциациями Центрального террейна Канского блока. Метаграувакки и ортогнейсы (метадациты) имеют диапазон модельного возраста 2,3-2,65 млрд лет [4]. Возраст магматических цирконов ортогнейсов составляет 2,3 млрд лет, что свидетельствует о ювенильном характере раннепротерозойской коры, сформированной в результате субдукционного магматизма. Слабое «удревнение» модельного возраста метаосадков (2,3-2,65 млрд лет) может быть следствием небольшого вклада архейской коры кратона в их образование. Кора архейской и палеопротерозойской провинций характеризуется разной тектонической историей в раннем докембрии: прежде всего, субдукционный комплекс Центрального террейна лишен архейского фундамента, но, вероятно, был аккретирован с архейскими террейнами ко времени осадконакопления. Кроме того, в отличие от террейнов фундамента Сибирского кратона, испытавших коллизионный метаморфизм и гранитообразование на рубеже 1,9-1,8 млрд лет, в Канском блоке отсутствуют признаки аналогичных процессов, что позволяет предполагать отчленение этого структурного элемента не позднее 2,0-2,1 млрд лет назад.

По изотопным параметрам Арзыбейский и Дербинский террейны отнесены к *мезопротерозойской коровой провинции*, для гранитоидов этих структур установлен диапазон модельных возрастов T(DM-2st) 0,9-1,1 млрд лет [4]. Эти данные доказывают аналогию субдукционного комплекса Арзыбейского террейна и фундамента метатерригенно-карбонатных отложений Дербинского террейна по времени формирования коры и служат основанием для объединения указанных террейнов в композитный блок. Их сходство по составу было показано ранее при изучении геохимических особенностей и генезиса гранитоидов дербинского комплекса, интрудирующих метатерригеннокарбонатные отложения [5]. Выделение мезопротерозойского этапа корообразования подтверждается датированием интрузивных тоналитов Арзыбейского террейна, имеющих возраст 1020 млн лет и єNd= +6,7...6,8 [6].

Неопротерозойская изотопная провинция представлена субдукционными метавулканическим комплексом и тоналит-трондьемитовыми интрузиями Шумихинско-Кирельского террейна Канского блока. Возраст плагиогранитоидов, определенный U-Pb методом по циркону, равен 680 млн лет, а их модельный возраст составляет 850-860 млн лет, что свидетельствует о преимущественно ювенильном характере неопротерозойского комплекса и небольшом вкладе более древнего корового материала, вероятно, связанного с субдукцией осадков.

Этапы аккреционно-коллизионных процессов

Комплексное Ar-Ar датирование амфиболов и биотитов из метаморфических пород и определение U-Pb возраста гранитоидов позволяют выделить два главных этапа тектонотермальных преобразований и магматизма, связанных с аккреционно-коллизионными процессами в складчатом обрамлении Сибирского кратона. *Первый поздневендский этап* (600-555 млн лет) широко проявлен в метаморфизме (до амфиболитовой фации) осадочно-вулканогенных отложений Канского блока и формировании постколлизионных трондьемитов Верхнеканского плутона [7]. Он связан с коллизией палео- и неопротерозойских террейнов и их причленением к окраине Сибирского кратона. Последнее фиксируется синхронным проявлением тектонотермальных преобразований в метаморфическом комплексе фундамента Сибирского кратона (Бирюсинский блок). Для двух монофракций роговых обманок, выделенных из пластовых тел амфиболитов нижней части разреза неройской серии, установлены значения Ar-Ar возраста 546,4±5,8 и 576±5,8 млн лет [7].

Второй каледонский этап коллизионных событий охватывает структуры как Канского блока, так и мезопротерозойских Арзыбейского и Дербинского террейнов. Диапазон Ar-Ar изотопных возрастов амфиболов и биотитов из метапород и жильных плагиогранитоидов составляет 520-480 млн лет в Канском блоке и 500-470 млн лет в Дербинском террейне, внедрение синколлизионных жильных диоритов в Дербинском террейне согласно результатам U-Pb датирования циркона произошло 498±5 млн лет назад [7, 8]. Проявление кембро-ордовикского метаморфизма и коллизионного гранитообразования в пределах Дербинского террейна, очевидно, обусловлено его причленением к окраине Сибирского кратона, что завершило формирование аккреционно-коллизионного пояса складчатого обрамления кратона.

Изотопный состав метаосадочных отложений как индикатор формирования неопротерозойской пассивной окраины Сибирского кратона

Метаосадочные отложения Арзыбейского и Дербинского докембрийских террейнов складчатого обрамления кратона характеризуются отчетливо более «древним» модельным возрастом в сравнении с ассоциирующими с ними метавулканогенными и гранитоидными комплексами. Диапазон модельных возрастов метаосадков составляет 1,3-2,0 млрд лет, тогда как, судя по изотопным параметрам гранитоидов, в основании метатерригенных толщ располагается мезопротерозойская (1,1-0,9 млрд лет) кора. Эти данные свидетельствуют об участии в формировании осадков не только подстилающих островодужных вулканитов и гранитоидов, но и значительно более древней коры фундамента Сибирского кратона. Вклад материала, соответствующего по изотопно-геохимическим параметрам гранитоидам и метаморфическим породам Бирюсинского блока, оценивается до 10-12 %. Эти данные согласуются с особенностями редкоэлементного состава метаосадков. Максимальные значения модельного возраста метатерригенных пород коррелируют с их обогащением наиболее некогерентными элементами (Th, легкие РЗЭ), повышенные концентрации которых характерны для раннедокембрийских породных ассоциаций фундамента кратона.

Имеющиеся изотопно-геохронологические данные позволяют подойти к оценке времени накопления мощных осадочных толщ Дербинского террейна, которое традиционно связывается с обстановкой пассивной окраины. Нижняя возрастная граница метаосадочных отложений определяется тем, что они перекрывают субдукционные вулканиты и плагиогранитоиды с возрастом около 1 млрд лет. Раннекаледонский коллизионный метаморфизм и гранитоидный магматизм на рубеже 500 млн лет фиксируют верхнюю границу осадочных толщ. Таким образом, формирование мощных метаосадочных отложений маркирует развитие пассивной окраины Сибирского кратона в неопротерозое, а не в раннем докембрии, как это ранее предполагалось [9].

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от

океана к континенту)», РФФИ (проекты № 04-05-64301 и 03-05-64936) и НШ-1573.2003.5.

- [1] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Баянова Т.Б. Эволюция коры Онотского блока в раннем докембрии // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск, 2005. С. 305-307.
- [2] Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. - СПб., 2002. - С. 453-455.
- [3] Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Res. - 2005. - 136. - P. 353-368.
- [4] Туркина О.М., Ножкин А.Д. Этапы формирования коры Канского и Арзыбейско-Дербинского композитных блоков (микроконтинентов) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Материалы совещания. – Иркутск, 2004. – С. 115-118.
- [5] Туркина О.М. Гранитоиды дербинского комплекса (Восточный Саян): геохимия и источники расплавов // Геология и геофизика. - 1997. - Т. 38, № 7. - С. 1192-1201.
- [6] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З., Травин А.В. Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // ДАН. - 2004. - Т. 394, № 6. - С. 812-817.
- [7] Ножкин А.Д., Советов Ю.К., Травин А.В., Туркина О.М. Геологические и изотопногеохронологические свидетельства вендских аккреционно-коллизионных событий на югозападной окраине Сибирского кратона // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. - М.: ГЕОС, 2005. - С. 52-55.
- [8] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Травин А.В. Гранитоиды юго-западного обрамления Сибирского кратона – индикаторы формирования рифейской ювенильной коры и последующих аккреционно-коллизионных событий // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Материалы совещания. - Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. - С. 49-52.
- [9] Докембрий Восточного Саяна. М.-Л.: Наука, 1964. 328 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ И БЕЙШАНЯ

Г.Ф. Уфимцев

Иркутск, Институт земной коры CO PAH, ufim@crust.ru

Кайнозойская коллизионная система Внутренней Азии включает Гималаи и Тибет, Куньлунь и Тянь-Шань, Джунгарское Алатау и Алтай. Южное ее крыло – это покровно-надвиговые Гималаи, а северное составляют цепи сводово-глыбовых («гобийских», по Н.А. Флоренсову) хребтов, разделенных крупными равнинными междугорьями Тарима, Джунгарии и Котловины Больших Озер, которые на восток переходят соответственно в междугорные коридоры Ганьсу, Джунгарской Гоби и Долины Озер. Южная граница коллизионной системы хорошо обозначена Сиваликом и уступом Низких Гималаев с их Фронтальным и Главным Пограничным надвигами. Северная граница коллизионной системы менее определенна, и сам объем этого новейшего тектонического ансамбля часто толкуется весьма расширенно. Поскольку сводово-глыбовые хребты, составляющие северное крыло коллизионной системы, в своей структуре и морфологии содержат характерные пьедесталы как следствия экспансии горных поднятий на равнины и межгорные впадины, то границу ее можно определить по этому признаку. Самым северо-восточным пьедестальным поднятием-сводом во Внутренней Азии является хребет Академика Обручева. В Русском Алтае пьедестальность проявляется у Северо-Чуйского и Курайского хребтов, а Теректинский, тоже являющийся сводом, уже не имеет пологонаклонного пьедестала. В северной части Русского Алтая можно хорошо видеть в пластике рельефа исчезновение молодых тектонических форм, свойственных коллизионной системе. А восточнее горные поднятия в верховьях бассейна Селенги от коллизионной геодинамики защищены большим сводом Хангая.

В отличие от Западного Тянь-Шаня, хорошо изученного в неотектоническом отношении, о Восточном наши представления ограничены сведениями о кайнозойских геологических формациях и молодых разломах. Но большая часть коллизионной системы и здесь в значительной мере составлена молодыми поднятиями, о структуре и морфологии которых мы можем судить по пластике рельефа земной поверхности. Нами впервые по отечественным картам масштаба 1:1000000 была составлена модель тектонического рельефа – рельефа с графически убранной его экзогенной составляющей; и эта модель позволяет в общих чертах оценить новейшую структуру и геодинамику коллизионной системы Внутренней Азии в пределах Восточного Тянь-Шаня, Гобийского и Монгольского Алтая и Бейшаня. Особенности новейшей тектоники этого региона заключаются в следующем.

Главная ее особенность – это общее снижение относительных высот тектонического рельефа, его контрастов и степени сближенности цепей линейного коробления (сводово-глыбовых хребтов) с запада на восток. Западнее Турфан-Хамийской впадины Тянь-Шань составлен несколькими цепями сводов, и разделяющие их впадины имеют небольшую ширину. На восток прослеживается лишь одна цепь или отдельно стоящие своды, впадины расширяются и углубляются. Следующий далее на восток Бейшань вообще обладает малыми контрастами тектонического рельефа, быстро замыкается и к долине Хуанхэ, где уже мы видим тектонический рельеф рифтовой зоны, приближается в виде низкогорных массивов с относительными высотами не более 500 м.

То же самое наблюдается и на Алтае. В Монгольском Алтае хребты-своды сближены и имеют значительные высоты тектонического рельефа. Гобийский Алтай понижается на восток и заканчивается на меридиане западной части великой излучины Хуанхэ. Это позволяет полагать, что инверсионно поднятый массив Ордоса служит тоже своеобразной преградой для распространения на север коллизионной геодинамической обстановки.

Вторая особенность тектонического рельефа этой части Внутренней Азии заключается в наложении друг на друга двух ансамблей волн поднятий-опусканий. Один из них представлен по преимуществу системой широких поднятий и опусканий, имеющих обычно формы овальной конфигурации или закругленных ромбов, составляющих как бы базу структуры тектонического рельефа. Это хорошо видно в пределах междугорий, в крупных впадинах типа Халийской, а Бейшань целиком входит в этот ансамбль. На эти широкие волны поднятий и опусканий тектонического рельефа наложены более высокие, узкие и линейные цепи хребтов-сводов и междугорных впадин. Они по преимуществу располагаются на волнах-поднятиях первого ансамбля, так что напрашивается вывод о том, что первые являются более ранними по образованию формами линейного коробления и умеренного тектонического скучивания верхних частей литосферы в условиях внутриконтинентальной коллизии. Но это можно пока рассматривать в качестве рабочей гипотезы.

Плановые выпуклые изгибы хребтов-сводов и тектонические уступы на их склонах свидетельствуют о том, что в разных местах региона проявлены и северная, и южная вергентность. На западе преобладает северная вергентность новейшей структуры, но уже в Джунгарском Алатау, Сауре, Майли и Тарбагатае мы видим отчетливую южную вергентность. Она хорошо выражена и на востоке у Богдо-Ула и Карлыктага и определенно преобладает в Монгольском Алтае. Это может указывать на то, что в коллизионных явлениях Евразийский коромантийный геоблок имеет значение не только жесткого упора, но, видимо, он тоже испытывает общее смещение в южных румбах.

Наконец, четвертая особенность молодой тектоники Внутренней Азии заключается в наличии субмеридиональных сквозных понижений тектонического рельефа, которые делят эту часть коллизионной системы на отдельные секции. Эти сквозные понижения в известной мере родственны поперечным гималайским проходам и так же, как и последние, являются структурными свидетельствами неравномерного продольного течения верхнелитосферных блоков под воздействием поперечного горизонтального сжатия. Примечательно то, что поперечные субмеридиональные проходы в Алтае не проникают в Хангайский свод, где господствуют диагональные системы молодых разломов. Это также обозначает северные пределы молодой коллизионной геодинамики в этой части Внутренней Азии.

Одна из проблем в изучении молодой коллизионной тектоники Внутренней Азии заключается в определении значения листрических и козырьковых надвигов. В хорошо изученной новейшей тектонической структуре Западного Тянь-Шаня решительно преобладают козырьковые надвиги. В Восточном Тянь-Шане в последнее время в геодинамических моделях обычно показываются их листрические формы, но следует учитывать то, что по тектоническому рельефу и новейшей структуре Восточный Тянь-Шань, как и Алтай, ничем не отличается от такового Западного. В тектоническом рельефе, в его структуре и морфологических особенностях присутствие листрических надвигов можно предполагать определенно лишь на северном ограничении междугорного коридора Джунгарской Гоби и с меньшей уверенностью под юго- западным склоном Монгольского Алтая.

КОЛЛИЗИОННЫЙ СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЙ МРАМОРНЫЙ МЕЛАНЖ В ТЕКТОНОТИПЕ

В.С. Федоровский

Москва, Геологический институт PAH, west45@online.ru

1. На долю мраморов приходится примерно 10 % объема метаморфических пород, составляющих коллизионное сооружение ранних каледонид Западного Прибайкалья. В тектоническом отношении эта структура представляет собой коллаж генетически разнообразных пластин. Реологическая неоднородность многочисленных компонентов системы очевидна (ультрабазиты, базиты, граниты, метаморфиты пестрого состава), но особое место в этом плане принадлежит мраморам. Совершенно не считаясь с исходной стратификацией, они мигрируют по разрезу, насыщаются включениями окружающих силикатных пород, занимая деформационные тени в структурных ансамблях. Возникающие мраморные меланжи составляют необычный, абсолютно «непрогнозируемый» и экзотический компонент коллизионного коллажа. Тектонотип меланжа находится в Приольхонье, северо-восточнее пос.Тонта, на хорошо обнаженном плато. Координаты участка: $52^{\circ}52' - 52^{\circ}54'$ с.ш., $106^{\circ}27' - 106^{\circ}32'$ в.д.

2. Структурный каркас района тектонотипа образуют несколько синметаморфических сдвиговых пластин, разделенных швами бластомилонитов. Метаморфизм – амфиболитовая и гранулитовая фации. Детальное картирование с применением крупномасштабных аэрофотоснимков (1:5000) позволило с большой точностью оконтурить выходы тел мраморного меланжа (степень дешифрируемости снимков очень велика) и, как результат, обнаружить структурное несогласие между отдельными полями меланжа и структурой, сформированной другими метаморфическими породами.

3. Мраморный меланж занимает две структурные позиции. В северо-западной части района это протяженное субвертикальное тело длиной около 3 км при максимальной ширине 100 м, а в юго-восточной части площади – серия субгоризонтальных тел, несогласно перекрывающих другие метаморфические породы. Интерпретация геологической карты позволяет предположить, что субвертикальное тело меланжа представляет собой питающий канал, локализованный непосредственно в зоне транспрессии, а субгоризонтальные тела – собственно покровы, выжатые из зоны транспрессии. Обе разновидности связаны между собой небольшой по ширине в плане зоной перехода.

4. Матрикс меланжа. Мраморы матрикса интенсивно рассланцованы. Ориентировка сланцеватости северо-восточная и повсеместно (и в субвертикальном теле, и в покровах) – крутая или вертикальная. Хотя меланж возникает непосредственно во время реализации сдвиговой деформации, покровы, выжатые из питающей зоны, сами охвачены этой же сдвиговой деформацией. По-видимому, можно предполагать, что реализация сдвиговых деформаций была достаточно продолжительной, а формирование выжатых покровов составляло кратковременные эпизоды на фоне тотального проявления сдвига.

5. Включения в меланже. Это исключительно местный материал. Никаких экзотических пород во включениях не встречено, что объективно свидетельствует о незначительных масштабах транспорта. Размеры включений колеблются в широких пределах: он сантиметров до сотен метров в поперечнике. В последнем случае не всегда удается отличить включения от «целика». По-видимому, сами эпизоды протрузивного внедрения меланжа в одном и том же месте были многочисленными, следовали спазмами друг за другом, и в результате возникала настолько хаотическая смесь, что установить по-

следовательность внедрений уже не удается. Форма включений в меланже разнообразна – угловатая, округлая, очень часто – сплющенная. Нередко можно видеть, как «жилы» мрамора или самого меланжа проникают в тело силикатных включений. Меланж ведет себя как магматическая порода, и для геолога такое зрелище - изрядное потрясение. Апофеоз этого цирка – меланж в меланже (т.е. такая ситуация, когда обломки меланжа более ранней генерации присутствуют в меланже, возникшем немного позднее).

6. Меланж и метаморфизм. Очевиден синметаморфический характер меланжа. Жилы синметаморфических гранитов (в районе тектонотипа – гиперстеновые граниты) прорывают меланж и здесь же сами частично или полностью дезинтегрируются на обломки, фрагменты, которые составляют включения в этом же меланже. О синметаморфическом происхождении меланжа прямо свидетельствуют и его соотношения с деформациями, синхронизированными с метаморфизмом. И, наконец, главное, - внедрение меланжа, его активный компонент в продвижении по геологической среде – это собственно метаморфическая порода, мрамор. Внедрение происходило не до метаморфизма и не после него, а непосредственно во время метаморфического акта. Именно поэтому данная смесь должна быть определена как синметаморфический (по соотношению с крупным событием), мраморный (по составу матрикса), полимиктовый (по составу включений) меланж. По своей геодинамической природе он - коллизионный, по соотношению с деформациями и по кинематике – сдвиговый и зон выжатых покровов. Это меланж зон транспрессии, сопровождавших формирование коллизионного коллажа.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 05-05-64016).

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЧЕРНОРУДСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

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

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, serkhrom@uiggm.nsc.ru **Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru ***Москва, Геологический институт РАН, west45@online.ru ****Новосибирск, Институт минералогии и петрографии СО РАН, nvolkova@uiggm.nsc.ru

Ольхонский регион представляет собой глубокоэродированный фрагмент коллизионной системы, сформированной в результате аккреции террейнов к краю Сибирского кратона в раннем палеозое. На современном эрозионном срезе Приольхонье и остров Ольхон обнажены в виде пакета тектонических пластин, сложенных метаморфическими породами от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма [1]. Наиболее глубинные уровни коллизионной системы представлены Чернорудской гранулитовой зоной Приольхонья. Метаморфический комплекс, участвующий в строении Чернорудской зоны, сложен преимущественно двупироксеновыми гнейсами, кварцитами и мраморами. Оценки Р-Т-параметров метаморфизма для пород Чернорудской зоны, полученные с использованием минералогической геотермобарометрии, составляют 770-820°C, 7.7-8.6 кбар [2]. Магматические породы представлены многочисленными телами габброидов, небольшими телами гиперстеновых гранитов и жилами биотитовых гранитов. Ниже будут приведены результаты их петролого-геохронологических исследований.

Сапшиланский массив является одним из наиболее крупных массивов гиперстенсодержащих гранитов в пределах Чернорудской зоны. Это высокоглиноземистые плагиограниты, для которых характерны аномально низкие концентрации редких и редкоземельных элементов (Rb = 1-3 г/т, Ba = 100-150 г/т, Zr = 5-15 г/т, сумма РЗЭ = 9-25 г/т). Резкое истощение РЭ и РЗЭ может быть объяснено как результат многократного переплавления истощенного гранулитового субстрата метабазитового состава.

Возраст гиперстеновых гранитов Сапшиланского массива определен U-Pb изотопным методом по единичным зернам циркона на ионном микрозонде SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Датирование проводилось по зернам цирконов магматического происхождения. Конкордантный возраст гиперстеновых гранитов, определенный по четырем точкам, составляет 496±3 млн лет [3]. Это значение согласуется с оценками возраста гранулитового метаморфизма, полученными по двупироксеновым гнейсам Чернорудской зоны (490±10 млн лет [4]) и острова Ольхон (494±16 млн лет [5]).

Массив Улан-Харгана. Это наиболее крупный из габброидных массивов в Чернорудской зоне. Породы, слагающие массив Улан-Харгана, представлены роговообманковыми габброноритами, роговообманковыми пироксенитами и пегматоидными габбро, сохранившими реликты эндоконтактовой зоны закалки. Первичные минералы сохраняются в виде единичных реликтовых зерен гиперстена и плагиоклаза, главный объем сложен зеленой роговой обманкой и скаполитом. Минеральный парагенезис постмагматических минералов указывает на то, что метаморфизм габброидов происходил в условиях, не превышающих амфиболитовую фацию метаморфизма.

Результаты исследований петрогеохимического состава габброидов массива Улан-Харгана показывают широкие вариации содержаний Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃, а также Sr и Ba, что согласуется с петрографически наблюдаемой дифференцированностью от лейкогабброноритов до пироксенитов. Содержания TiO₂ и K₂O варьируют незначи-

тельно. Процессы постмагматической амфиболизации и скаполитизации габброидов приводят к изменению концентраций Na₂O и CaO: в измененных габброидах концентрации Na₂O падают, а CaO повышаются. Можно предполагать, что габброиды эндоконтактовой зоны массива Улан-Харгана, не подверженные постмагматическим изменениям, наиболее корректно отвечают составу исходного базитового расплава. По концентрациям петрогенных и редких элементов их состав наиболее всего близок к составам базальтов фронтальных частей островных дуг (островодужным толеитам).

В центре северо-западного тела массива Улан-Харгана расположено небольшое тело сиенитов. Они характеризуются повышенными содержаниями Ва, Sr и Eu. Характер распределения редких и редкоземельных элементов в сиенитах имеет много общего с габброидами, что позволяет предварительно рассматривать их в качестве дифференциатов базитовых расплавов. Результаты U-Pb изотопного датирования по единичным зернам цирконов магматического происхождения из сиенитов массива Улан-Харгана дают значения конкордантного возраста, определенного по шести точкам в, 485±1,5 млн лет. Это значение позволяет оценить возраст габброидов массива Улан-Харгана не моложе 485 млн лет. Так как сиениты являются дифференциатами габброидов, то возраст базитового магматизма в Чернорудской зоне варьирует в диапазоне от 490 до 485 млн лет, что меньше, чем возраст гранулитового метаморфизма и синметаморфических гиперстеновых гранитов.

Жилы биотитовых гранитов. Жилы лейкократовых калий-натровых гранитов, содержащие биотит, мусковит и гранат, чрезвычайно широко распространены в пределах всего Ольхонского региона. Как было показано ранее [6], эти граниты сформировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма за счет плавления биотитовых плагиогнейсов. В пределах Чернорудской гранулитовой зоны они, вероятнее всего, отвечают регрессивной стадии метаморфизма. По одной из таких жил гранитов, секущих габброиды массива Улан-Харгана, U-Pb методом был получен возраст, составляющий 470±1,5 млн лет. Это значение согласуется с оценками возраста, полученными по гранитным жилам в прилегающей к Чернорудской гранулитовой зоне амфиболитовой фации метаморфизма (475-465 млн лет, полуостров Шида [7]) и в зонах купольного текто-генеза Ольхонского региона (465-460 млн лет [4]).



Главные стадии коллизионного тектогенеза ранних каледонид Западного Прибайкалья (на примере Чернорудской гранулитовой зоны). РТ-параметры метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций определены Н.И. Волковой [3]. Обсуждение результатов. На рисунке приведена диаграмма с РТ-параметрами метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций и нанесены геохронологические данные, полученные по магматическим породам Чернорудской гранулитовой зоны.

Гранулитовый метаморфизм и синметаморфические гиперстеновые граниты имеют возраст в 500-490 млн лет. Пик метаморфизма и выплавление гиперстеновых гранитов в условиях гранулитовой фации отвечают пику РТпараметров и могут соответствовать кульминации коллизии.

Начало коллапса орогена фиксируется внедрением в нижние части коры базитовых магм, сформированных при декомпрессии в подстилающей верхней мантии на рубеже 490-485 млн лет. Интенсивные сдвиговые деформации в глубинных уровнях коллизионной системы приводили к тому, что высокотемпературные мафические магмы, попадая в маловязкую вмещающую среду, не могли сформировать дайки или массивы, а подвергались (после кристаллизации) раскатыванию на многочисленные шарообразные нодули, закатанные в метаморфический гранулитовый матрикс. Полученный в результате структурный рисунок Чернорудской зоны близок к магматическому минглингу, и это явление было обозначено как метаморфический минглинг [8]. Массив Улан-Харгана является наиболее крупным базитовым нодулем, а возможно – одним из подводящих каналов для внедрявшихся базитовых расплавов.

Коллапс орогенного сооружения сопровождался регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации и масштабным выплавлением гранитных магм из метапелитовых субстратов в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Кульминация коллапса с выплавлением главного объема гранитных магм произошла 475-465 млн лет назад.

Ряд геологических и геохронологических данных свидетельствует о более поздних сдвиговых деформациях в пределах Чернорудской зоны. Оценки возраста сдвиговых деформаций в пределах Чернорудской зоны и примыкающей к ней зоны амфиболитовой фации метаморфизма, сделанные с использованием ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования (Аналитический центр ОИГГМ СО РАН, Новосибирск), составляют от 445 до 430 млн лет [7, 9]. С этими оценками согласуется возраст амфиболизации габброидов массива Улан-Харгана, полученный по зеленой роговой обманке из гигантозернистых амфиболскаполитовых пород, составляющий 440±7 млн лет [10].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (проект № 6.7.2), РФФИ (проект № 03-05-65099), Минобразования России (проект № УР.09.01.212).

- [1] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- [2] Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern Segment. Путеводитель экскурсии и материалы Сибирского рабочего совещания по проекту МПГК-480 (IGCP-480) / Под. ред. Е.В. Склярова. - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – 290 с.
- [3] Хромых С.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И. и др. U-Pb возраст (Shrimp-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 19-22 октября 2004 г., ИЗК СО РАН). Т. 2. - Иркутск: Издво Ин-та географии СО РАН, 2004. - С. 141-145.
- [4] Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др., U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. - Л.: Наука, 1990. - С. 170-183.
- [5] Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минерал. наук. - М.: Геол. ин-т РАН, 2004. - 36 с.
- [6] Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стрессграниты глубинных уровней коллизионной системы Западного Прибайкалья // ДАН. -2004. - Т. 397, № 6. - С. 771-777.
- [7] Юдин Д.С., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Изотопное датирование метаморфических и магматических пород Ольхонского региона, Западное Прибайкалье: первые результаты и геодинамическая интерпретация // Данный сборник.
- [8] Федоровский В.С., Хромых С.В., Сухоруков В.П. и др. Метаморфический минглинг (новый

тип минглинг-структур) // Материалы XXXVI Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». Т. 2. - М.: ГЕОС, 2003. - С. 255–259.

- [9] Сухоруков В.П., Травин А.В., Федоровский В.С., Юдин Д.С. Возраст сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) по данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 5. С. 579-583.
- [10] Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. и др. Первые ⁴⁰Аг/³⁹Аг данные по базитультрабазитовым комплексам Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) и их геодинамическая интерпретация // Материалы XXXVIII Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 2. - М.: ГЕОС, 2005. - С. 313-316.

СУБСИНХРОННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ РАЗНОТИПНЫХ ГРАНИТОИДОВ, ОТНОСИМЫХ К КОЛЛИЗИОННОМУ, ПОСТОРОГЕННОМУ И ВНУТРИПЛИТНОМУ ЭТАПАМ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.А. Цыганков*, Д.И. Матуков**, Н.Г. Бережная**, Е.Н. Лепёхина**, А.Н. Ларионов**, Б.Ц. Цыренов*, А.А. Хромов*

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, tsygan@gin.bsc.buryatia.ru **Санкт-Петербург, ЦИИ ВСЕГЕИ, shrimp@vsegei.ru

Схемы магматизма, разработанные для различных областей, поясов и провинций, до недавнего времени основывались на представлениях о сменяющих друг друга во времени магматических формациях (в русскоязычной литературе – вертикальные ряды формаций), образование которых определялось закономерной сменой геодинамических обстановок. Возможность одновременного формирования на сравнительно ограниченной площади магматических пород разных типов, т.е. принадлежащих к разных формациям, как правило, не рассматривалась, в первую очередь, в силу отсутствия надёжных и достаточно точных геохронологических данных. Если же такие факты удавалось зафиксировать, то обычно они трактовались как отражение латеральной зональности магматизма.

К настоящему времени для разных районов, и прежде всего для Забайкалья, получены многочисленные U-Pb и Rb-Sr геохронологические данные [2, 5, 8, сводка в 9, 13], которые показывают, что магматические образования – доминирующие в этом регионе гранитоиды, относимые ранее к различным (разновозрастным) комплексам, зачастую имеют одинаковый возраст, т.е. формировались субсинхронно, а геохимически сходные разновидности пород, которые рассматривались как единый магматический комплекс, нередко оказываются разновременными. Более того, выяснилось, что субсинхронными могут быть гранитоиды, для которых на основании общепринятых признаков предполагалась разная геодинамическая обстановка формирования. Так, например, образование многочисленных крупных массивов кварцевых монцонитов, считавшихся ранней фазой Ангаро-Витимского батолита, связывалось с коллизионными или раннепостколлизионными процессами, протекавшими в южном (в современных координатах) складчатом обрамлении Сибирского кратона. Однако полученные нами и опубликованные ранее данные [8, 9] показывают, что временной интервал формирования этих интрузий (298–278 Ма) практически полностью перекрывается со временем образования некоторых крупных плутонов (Брянский, Хоринский), принадлежащих к сиенит-шёлочногранитной ассоциации Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса (288–279 Ма), образование которого связывается с обстановкой внутриконтинентального рифтогенеза.

Следует подчеркнуть, что доказательства субсинхронного формирования разных по составу гранитоидов имеются не только в региональном масштабе, что показано выше, но и в относительно локальном. Так, например, в бассейне р. Курбы (Западное Забайкалье) изучен и датирован крупный Хангинтуйский массив порфировидных гранодиоритов (баргузинский комплекс), по которым получен возраст 302.3±3.7 Ма (U-Pb, SHRIMP). Этот массив интрудирован лейкократовыми гранитами зазинского комплекса, геохронологическая проба из которых отобрана вблизи контакта с порфировидными гранодиоритами. Возраст лейкократовых гранитов – 294.4±1.0 Ма. Такие же граниты на расстоянии нескольких десятков километров (Ангырский массив) имеют возраст 303±7.3 Ма (U-Pb) [9]. Из этих соотношений можно заключить, что процессы кристал-

лизации различных по составу магм происходили практически одновременно, а их внедрение в верхние горизонты коры имело пульсационный характер.

Ещё один пример субсинхронной кристаллизации существенно различающихся салических и щёлочносалических магм установлен в Хоринском вулканоплутоническом комплексе, где щёлочно-полевошпатовые сиениты имеют возраст 285.1±4 Ма, щелочные сиениты – 284.1±3.6 Ма, сиенограниты – 282±5 Ма, трахиты дайкового пояса – 288±4 Ма и 289±7 Ма [10, 14]. Судя по датировкам и геологическим соотношениям, дайки предшествовали внедрению более объёмных порций разных по составу магм, для каждой из которых установлен самостоятельный магматический источник.

Повторное формирование сходных по составу магматитов наиболее ярко проявляется в наличии двух возрастных групп интрузий (и связанных с ними вулканогенных и субвулканических образований) сиенит-щёлочногранитной ассоциации – 290–280 и 230–210 Ма [10, 13], а также в широких интервалах формирования гранитоидов других типов. Так, среди умеренно кислых гранитов баргузинского комплекса датировки варьируют от 339 до 278 Ма, среди гранитоидов зазинского комплекса – 323–286 Ма [5, 8, 9]. Повторное формирование близких по составу пород проявилось и в вулканических сериях: бимодальная трахибазальт-комендитовая (цаган-хунтэйская свита) - 284 Ма (Rb-Sr) и 209–213 Ма [1, 13].

Проведённые исследования, а также обобщение и анализ опубликованных геохронологических данных позволяют наметить следующую последовательность позднепалеозойского и мезозойского магматизма в Западном Забайкалье. 340-320 Ма - это период формирования нормальных по щёлочности умеренно кислых гранитоидов. Характерной особенностью этого этапа является наличие неперемещённых (автохтонных) или слабоперемещённых гнейсогранитов. Ориентировка гнейсовидности подобных гранитоидов наследует структурный план вмещающей толщи, с которой гнейсограниты связаны зонами мигматизации. Примером подобного типа образований является Зеленогривский массив биотитовых гнейсогранитов, по которому U-Pb методом (SHRIMP) получен возраст 325 Ма. Аналогичный состав имеют многочисленные массивы биотитовых гранитов, характеризующиеся явно интрузивными взаимоотношениями с породами вмещающей толщи. Этот тип гранитов является типоморфным для баргузинского интрузивного комплекса, составляющего большую часть гигантского Ангаро-Витимского гранитоидного батолита. Протолитом для формирования рассматриваемых гранитоидов служили преимущественно метапелиты и бедные кварцем метаграувакки. возможно с некоторой долей амфиболитов. Преобладание массивных гранитов, при наличии близких по возрасту гнейсовидных разностей, особенности минералогического и химического состава гранитоидов позволяют связать этот период магматизма с позднеколлизионной геодинамической обстановкой.

Следующий этап отделён от первого относительно небольшим перерывом примерно в 10 миллионов лет и охватывает промежуток времени с 310 до 280 Ма. Это наиболее сложный период магматизма, на протяжении которого формировались породы различного состава. В первом приближении их можно разделить на несколько основных типов: 1) умеренно кислые, типично интрузивные граниты, аналогичные предыдущему этапу, входящие, соответственно, в состав баргузинского комплекса; 2) гранитоиды "повышенной основности" - преимущественно кварцевые монцониты и гранодиориты, иногда монцониты и кварцевые диориты, полученные датировки по которым лежат в интервале 302–283 Ма; 3) ранее считавшиеся заведомо постбаргузинскими лейкократовые субщелочные граниты зазинского интрузивного комплекса, для которых получены возраста от 303 до 286 Ма (одна датировка более древняя – 323 Ма); 4) вулканоплутонические комплексы, включающие многочисленные плутоны щёлочносиенит-гранитной ассоциации (290-280 Ма; 5) бимодальные трахибазальт-трахиттрахириолитовые дайковые пояса – 290-284 Ма; 6) бимодальные трахибазальт-трахиттрахириолитовые вулканические толщи – 283 Ма (по кислым разностям). Широкие вариации состава пород, формировавшихся на данном этапе, предполагают многообразие источников магм. По сравнению с предыдущим этапом, помимо метаморфизованных осадков средней и верхней коры (аллохтонные граниты баргузинского и зазинского комплексов) в плавление вовлекались амфиболиты и мафические гранулиты основания коры (гранитоиды повышенной основности). Кроме того, на данном этапе существенно возросла роль мантийных магм, особенно в формировании гранитоидов А-типа, которые становятся доминирующими на следующем этапе магматизма. Основываясь на геологическом положении разнотипных гранитоидов, формировавшихся в течение рассматриваемого временного интервала, их минералогических и геохимических особенностях, геодинамическую обстановку магматизма можно определить как раннюю посторогенную, сменяющуюся без всякого перерыва собственно посторогенной. В пользу такой интерпретации свидетельствует тот факт, что вулканоплутонические ассоциации повышенной щёлочности, по имеющимся геохронологическим данным, появляются только в середине этого этапа, не ранее 290 Ма.

Третий этап начинается примерно с рубежа 220 Ма. Для него в целом характерна повышенная и высокая щёлочность, значительно более масштабное, по сравнению с предыдущим этапом, проявление мантийного щёлочнобазитового магматизма, что отражается в широком распространении бимодальных серий повышенной щёлочности. Среди гранитоидов доминируют граниты А-типа. Совокупность признаков позволяет связать этот этап магматизма с обстановкой внутриплитного рифтогенеза [11].

Таким образом, из представленного краткого обзора видно, что, с одной стороны, прослеживается тенденция увеличения щёлочности магм во времени: для раннего этапа (340–320 Ма) характерны нормальные по щёлочности гранитоиды, на третьем этапе – моложе 220 Ма - доминируют щелочные граниты, на втором – промежуточном – этапе (310–280 Ма) представлены все разновидности (от нормальных до щелочных), в том числе значительные объёмы субщелочных гранитов зазинского комплекса. С другой стороны, не менее отчётливо проявлены две другие тенденции – это, во-первых, синхронное формирование широкого спектра салических (и отчасти базитовых) магм и, вовторых, повторное формирование салических и щёлочно-салических магм близкого геохимического облика.

В целом можно сделать следующее заключение: на фоне давно установленной закономерности возрастания щёлочности салических (а также базитовых) магм по мере увеличения зрелости земной коры (от низкокалиевых океанических плагиогранитов до щелочных гранитоидов А-типа), которая, безусловно, проявлена и в Забайкалье, выявляются две дополнительные (?) тенденции в развитии магматизма: 1) одновременное формирование в пределах относительно ограниченных по размерам сегментов литосферы гранитоидных магм, принадлежащих к резко различным геохимическим типам; 2) формирование в пределах тех же сегментов геохимически близких, но существенно разновозрастных магм, нередко разделенных временными интервалами в несколько десятков миллионов лет. Во втором случае речь идёт не только о гранитоидах, но и, вероятно, о базитах, входящих в состав бимодальных вулканоплутонических ассоциаций.

Судя по пока ещё немногочисленным литературным данным [7], подобные тенденции намечаются и в других регионах, а также, возможно, в масштабе всего Центрально-Азиатского орогенного пояса [12]. Вследствие этого есть основание полагать, что речь идёт о достаточно общих закономерностях магматизма, а не о частном случае, имевшем место в Забайкалье.

[1] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая

система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. - 2004. - № 3. - С. 17-32.

- [2] Занвилевич А.Н., Калманович М.А., Литвиновский Б.А. и др. Раннепермский этап гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. - 1991. - № 11. - С. 27-37.
- [3] Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щёлочногранитоидная провинция (геология и петрология). М.: Наука, 1985. 232 с.
- [4] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М. и др. Ангаро-Витимский батолит крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1992. 141 с.
- [5] Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. - 1999. - Т. 40. - № 5. - С. 694-702.
- [6] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Шалаев В.С. Гранитоиды восточной части Ангаро-Витимского батолита: U-Pb изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. РФФИ в азиатской части России. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 400-401.
- [7] Сорокин А.А., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. и др. Геохронология триасово-юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // ДАН. - 2004. - Т. 399, № 2. -С. 227-231.
- [8] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Ангаро-Витимский гранитоидный ареал-плутон: геохронология, условия формирования // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Х Чтения А.Н. Заварицкого. - Екатеринбург, 2004. - С. 408-412.
- [9] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. - 1997. - Т. 5, № 5. - С. 451-466.
- [10] Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. Этапы формирования и источники щёлочно-гранитного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. - 2001. - Т. 9, № 4. - С. 351-380.
- [11] Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // Lithos. - 2004. - V. 78. - P. 1-24.
- [12] Jahn B.M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // Aspects of the tectonic evolution of China. Geological Society, London, Special Publications. V. 226. - 2004. - P. 73-100.
- [13] Litvinovsky B.A., Jahn B., Zanvilevich A.N. et al. Petrogenesis of syenite-granite suit from Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chemical Geology. - 2002. - V. 189. - P. 105-133.
- [14] Shadaev M.G., Khubanov V.B., Posohov V.F. Petrogenesis of intracontinental volkano-plutonic structures (Transbaikalia) // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceedings of the interim IAGOD conference. -Khabarovsk: Dalnauka, 2004. - P. 258-261.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ ВНУТРИПЛИТНЫХ РАЗЛОМОВ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ НА ОСНОВЕ СЕЙСМОМОНИТОРИНГА

С.И. Шерман, В.А. Савитский, Е.А. Цуркан

Иркутск, Институт земной коры CO PAH, ssherman@crust.irk.ru

В геологической истории Центральной Азии выделяются главные эпохи активизации геолого-тектонических процессов, фиксируемые по стратиграфическим, магматическим и структурным маркерам, а также различными вариантами методов анализа радиоактивных элементов. Они свидетельствуют об определенной периодизации геотектонической активности. Их длительность, характерная для большинства тектонических процессов на Земле, имеет тенденцию к сокращению, а вероятная периодичность - к увеличению частоты в интервалах времени от начала фанерозоя к настоящему периоду. Эта общая направленность и ускоренность развития геодинамических процессов в литосфере Земли известны. Они определяются комплексным воздействием на литосферу трех групп факторов: 1) внутренними медленно изменяющимися кинематическими и тепловыми параметрами астеносферы, 2) внешними быстро изменяющимися процессами в ноосфере, контролируемыми во многом вариациями солнечной активности, а также 3) сложными параметрами вращения Земли как по орбите в солнечной системе, так и вокруг своей оси. Обозначенные группы факторов на многообразный комплекс геолого-геофизических процессов воздействуют не одинаково. Так, магматические проявления в большей степени связаны с процессами в мантии и астеносфере, их активизация и периодичность характеризуются сотнями тысяч и миллионами лет, а в локальных объемах литосферы периодичность магматических экструзий сокращается до годов и редко месяцев. Другие процессы, например сейсмичность, результируют комплексное воздействие на литосферу всей трехкомпонентной группы факторов. При этом положение сейсмических поясов на земном шаре определяется структурными межплитными границами в литосфере, отражающими закономерности организации термогравитационных конвективных течений мантийных масс в масштабах геохронологической шкалы времени (миллионы и сотни тысяч лет), а собственно землетрясения (как отдельные тектонические события в сейсмических поясах) характеризуются квазихаотическим пространственно-временным распределением в масштабах реального времени (годы, месяцы и даже дни). Такое современное разделение событий в пространственно «стабильных» границах сейсмических поясов планеты свидетельствует о многокомпонентных триггерных механизмах, способствующих реализации напряжений в неоднородной разломно-блоковой среде литосферы [1, 2]. Разрядка напряжений происходит в первую очередь в местах их концентрации – разломах в периоды их активизации. Отсюда, активизация консервативных в пространстве разломов литосферы происходит во много раз чаще, чем известные нам маркированные во времени геотектонические активизации даже в пределах кайнозоя. Последний тезис и его практические следствия аргументируются на базе анализа современной активности внутриплитных разломов Центральной Азии.

Как правило, активными разломами считаются разрывы, по которым зафиксированы подвижки или с которыми связаны те или иные эндогенные или экзогенные процессы, произошедшие в течение последних ста или несколько более лет [3, 4 и др.]. Представить себе разную роль консервативных в пространстве геологических структур на различных временных этапах их развития помогает нестационарная модель разломов [5]. С использованием её концептуальной сути проведена оценка современной активности разломов Центральной Азии по магнитудному индексу сейсмической активности (МИСА) разломов ξ_k . Под МИСА разломов следует понимать значение класса

максимального сейсмического события k_{max} (k = lg E, дж; k = 4+1.8M [6]), приходящегося на длину разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния М (км) за определенный промежуток времени t (годы). Эта величина оценивается по выражению: $\xi_k = k_{max}$ (M, k, t), где $k_{max(t)}$ – максимальный класс землетрясения (или его максимальная магнитуда) в области динамического влияния разлома М за заданный промежуток времени t. Ширина области динамического влияния разлома М оценивается по уравнению M=bL, где L – длина разломов, км; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0.03 до 0.09 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов. Поскольку глубина проникновения разломов хорошо коррелирует с их длиной [7], постольку вычисленный таким образом МИСА характеризует временное изменение максимальных значений сейсмической активности протяженных, линейно вытянутых «приразломных» объемов горных масс, вовлеченных в деформационный процесс при формировании и/или тектонической активизации конкретных дизъюнктивов. Использование МИСА позволило на численной основе классифицировать разломную тектонику Центральной Азии, охватывающей территории юга Восточной Сибири и Монголии, по степени современной геодинамической активности.

По МИСА за инструментальный период наблюдений разломы Центральной Азии классифицируются на три группы: весьма активные с $\xi_k \ge 12$; активные с $\xi_k = 10-11$ и слабоактивные с $\xi_k \le 8-9$ (рис. 1). Нетрудно заметить повышение их плотности в осевых частях сложной по конфигурации зон современной деструкции литосферы [8]. Сравнение полученной картины с тектоническими картами, в том числе с картой активных разломов части характеризуемой территории [9], показывает, что на современном этапе тектонического развития во временном интервале как минимум в полстолетия в Центральной Азии происходит селективная сейсмическая активизация разломов. Однако и она не остается постоянной.

По показанным на рис. 1 сечениям исследована короткопериодная сейсмическая активизация разломов. Для иллюстрации выбрано сечение 4 через центральную часть Байкальской рифтовой системы и сечение 16 для территории Монголии (см. рис. 1). Для областей динамического влияния разломов, пересекаемых сечениями, оценена повторяемость сейсмических событий 10 и 12 энергетических классов. По сумме наблюдений регистрируется асинхронная квазипериодичность сейсмической активизации по максимальным значениям МИСА для разных разломов, то есть для области динамического влияния конкретного сейсмически активного разлома в принятых энергетических классах землетрясений характерна своя индивидуальная закономерность сейсмического процесса. Она заключается в различных временных границах условного начала периода активизации. Отсюда и несовпадение экстремальных точек квазиволновой картины колебаний значений ξ_k для разных разломов. Более того, не для всех разломов четко определяется временная периодичность активизации. Для ее уточнения по тем же и другим разломам 4-го и 16-го сечений были оценены временные периоды максимальной активизации по наиболее представительным землетрясениям 10 и 12 классов, один из примеров которых показан на рис. 2. В результате обработки подобных данных для всех разломов по сечениям 4 и 16 для 10 класса временной период активизации составил: среднее значение 19.95 (лет); стандартное отклонение ±2.96 (лет); частота событий 0.052 год⁻¹; для 12 класса – среднее значение 20.9 (лет); стандартное отклонение ±2.75 (лет); частота событий 0.05 год⁻¹. Необходимо обратить внимание на непропорционально малые отличия между периодами землетрясений 10 и 12 классов, а также на некоторые различия в продолжительности периодов между событиями одинаковых классов, реализующимися в разных геодинамических обстановках: при напряжениях растяжения в БРС и сдвиговых – на территории Монголии.



Рис. 1. Карта активных разломов Центральной Азии по магнитудному индексу сейсмической активности: 1 - разломы с МИСА \geq 12 (весьма активные); 2 - разломы с МИСА 10-11 (активные); 3 - разломы с МИСА \leq 9(слабоактивные); 4 - положение сечений на карте и их номера; 5 - номера разломов по каталогу.



Рис. 2. Периодичность изменений магнитудного индекса сейсмической активности по событиям 10 и 12 энергетических классов на примере двух удаленных друг от друга разломов Центральной Азии.

Таким образом, современная активизация отдельных разломов характеризуется квазиволновой природой, ее периодичность разная, как для регионов с отличающимися геодинамическими условиями, так и для контролируемых разломами землетрясений различных энергетических классов. Это означает, что при короткопериодных реактивизациях разломов их энергетический потенциал может быть различным. Более того, следуя принципам актуализма, можно уверенно считать, что и в докайнозойские этапы развития разрывные структуры Центральной Азии характеризовались такой же высокой активностью.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программ «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», «Физические основы и новые технологии среднесрочного прогноза землетрясений (применительно к сейсмоактивным зонам Сибири)», ИГ СО РАН - 101/2003, грантов РФФИ (04-05-64348, 05-05-64327).

- [1] Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- [2] Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37-54.
- [3] Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир, 2004. 216 с.
- [4] Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // ДАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 395-398.
- [5] 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.
- [6] Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
- [7] Sherman S.I. Faults of the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1978. V. 45, № 1. P.31-39
- [8] Шерман С.И., Лунина О.В. Напряженное состояние литосферы Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск: Институт земной коры, 2003. С. 271-275.
- [9] Леви К.Г., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А., Алакшин А.М., Кириллов П.Г., Колман С., Лухнев А.В. Современное разломообразование и сейсмичность в Байкальском рифте // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 2, № 1-2. С.171-180.

ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ТУНКИНСКОГО И ХАМАРДАБАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ

С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараш

Иркутск, Институт земной коры CO PAH, sink@crust.irk.ru

Значительную часть территории «междуозерья» Байкал-Хубсугул занимают толщи метаморфических пород, относимых к Хамардабанскому и Тункинскому террейнам, которые включены в структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса [1, 2]. Соотношения метаморфических толщ (свит, серий) указанных террейнов не вполне ясны, и, соответственно, выделение двух самостоятельных террейнов в какой-то мере проблематично. В обоих террейнах присутствуют свиты, схожие по характеру разрезов и составам протолитов. Так, литотипам харагольской свиты Хамардабанского террейна близко отвечают породы уртагольской свиты Тункинского. Известно сильное сходство толтинской свиты Тункинского и слюдянской серии Хамардабанского террейна. Для обеих толщ характерно ритмично-цикличное строение с чередованием карбонатных, кремнисто-карбонатных, метатерригенных и основных метавулканитов, при доле карбонатных пород, превышающей 50 % разрезов [3, 4]. Метакарбонатные породы представлены известковой и магнезиальной ветвями, а среди кремнисто-карбонатных пород и их высокометаморфизованных аналогов в обеих толщах присутствуют метафосфориты. Пластовые тела метабазитов в среднем занимают порядка 10-15 % объемов толтинской свиты и слюдянской серии, а в отдельных частях разрезов их доля может превышать 25-30 %. Литолого-формационная близость позволяла предполагать идентичность слюдянской и толтинской толщ; такое предположение, в частности, высказано в работе [5] на основании анализа геохимической специфики метакарбонатных пород. Кроме того, оба террейна охвачены единой метаморфической зональностью [4]. Механизм образования последней (моно- или полихронная) спорен, но в областях сочленения террейнов их уровень метаморфизма одинаков, явных «метаморфических перепадов» или дискордантности изоград не устанавливается. Наконец, нет вполне достоверных данных о характере границы террейнов. На большей части области их сочленения граница перекрыта кайнозойскими отложениями Тункинской впадины и прорывающими оба террейна гранитоидами Мункусардыкского массива. На небольшом отрезке долины р. Иркут (район п. Монды) и граничащей части Северо-Восточного Прихубсугулья (Монголия) такого перекрытия нет, но непосредственно в обнажениях границу террейнов и здесь наблюдать не удалось. По данным картирования сделан вывод о ее тектоническом (по надвигу) характере [6, 7].

Нами проведено исследование петрогеохимических особенностей метабазитов двух наиболее сходных толщ рассматриваемых террейнов – толтинской свиты и слюдянской серии – с целью установления палеогеодинамической обстановки их образования. Идентичность или различие геодинамических типов метабазитов может быть дополнительным критерием при террейновом анализе. Для большей корректности сопоставления из обеих толщ были отобраны породы, по составу отвечающие базальтам (SiO₂ до 51-52 вес. %; Na₂O+K₂O до 4-4.5 вес. %) и, кстати, резко преобладающие среди метабазитов. В зоне высокого метаморфизма (слюдянская серия) данные породы представлены амфибол-пироксеновыми, амфибол-двупироксеновыми и амфиболовыми кристаллосланцами, в зонах более низкого метаморфизма (толтинская свита) – актинолитовыми, актинолит-хлоритовыми или актинолит-хлорит-эпидотовыми сланцами.

По соотношению железо-магний-щелочи все они относятся к толеитовым базальтам (рис. 1). Некоторое различие по петрогенным компонентам между сопоставляемы-
ми породами наблюдается по уровню содержания TiO₂ и P₂O₅, повышенные концентрации которых характерны для толтинских метабазитов.



(по Т. Ирвину, В. Барагеру) для метабазитов Хамардабанского (1) и Тункинского (2) террейнов.

Рис. 1. Диаграмма Na₂O+K₂O-FeO*-MgO ции, что отражено и в содержаниях редких элементов. За счет обогащения легкими РЗЭ кривые распределения метабазитов толтинской свиты образуют более дифференцированные спектры. Если сопоставить составы изучаемых базальтов с эталонными составами, то наибольшую близость слюдянские метатолеиты обнаруживают с составами E-MORB, а толтинские по содержа-

нию ряда микроэлементов близки составам базальтов океанических островов.

Теперь остановимся на геодинамической позиции, в которой могли быть образобазальты подобного ваны состава. Значительное обогашение метабазальтов слюдянской и толтинской толщ литофильными и легкими редкоземельными элементами, а также некоторое обеднение высокозарядными и тяжелыми РЗЭ сближают их с базальтами островных дуг (на рис. 2 для сравнения показан типичный состав островодужного базальта (ARC) вулканов Ключевской группы). При этом большее сход-

Общей геохимической чертой изученных метабазальтов является повышенное (относительно N-MORB) содержание LILE (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr) и LREE (рис. 2). При этом средние содержания Cs, Rb, La и Се, а также Nb и Zr в пластовых метабазитах толтинской свиты, как правило, в два раза и более превышают содержания подобных элементов в метабазальтах слюдянской. Последние же отличаются более высокими концентрациями Ni и Cr.

Определенные различия наблюдаются и по степени концентрации РЗЭ (рис. 3). Слюдянские метабазальты имеют пологие спектры распределения РЗЭ, т.е обладают низкой степенью дифференциа-



Рис. 2. Спайдер-диаграмма для метабазальтов Хамардабанского (заштрихованная область) и Тункинского (значки) террей-HOB.

ство (особенно по резким максимумам Pb и Sr) обнаруживают слюдянские метабазиты. Однако типичное для субдукционных базальтов наличие Nb и Ta минимума ни в тех, ни в других метабазитах не обнаруживается. Возможность образования подобных составов была рассмотрена в работе [8]. Авторы указали, что близкие к E-MORB типу базальты могли образовываться в задуговых бассейнах, что, в принципе, согласуется и с составом разреза обеих толщ. При этом достаточно высокая степень обогащения некоторыми LILE, в частности Cs, Ba, Pb, Sr, и тех и других базальтов бассейна может указывать на его энсиалический тип.



Рис. 3. Распределение РЗЭ в метабазальтах Хамардабанского и Тункинского террейнов. Содержания РЗЭ нормализованы по хондриту (по С. Сану, В. Макдонаху). Усл. обозначения см. рис. 2.

Относительно определенно можно говорить, что состав мантийного источника базальтов обоих террейнов был близок к MORB типу (астеносферная мантия). Однако доля обогащения источником OIB базальтов Хамардабанского и Тункинского террейнов заметно различна. На это указывает и индикаторное отношение Zr/Y, по величине которого можно судить о степени деплетированности источника (рис. 4).



Рис. 4. Диаграмма Zr/Y-K/Rb для метабазитов Хамардабанского и Тункинского террейнов. Значками показаны индикаторные отношения для N-MORB, E-MORB и OIB (по C. Caнy, B. Макдонаху).

зальтов задугового слюдянского бассейна мантийным источникам (более низкое содержание LILЕ и повышенное Mg#, Ni и Cr) может служить указанием на наличие в пределах бассейна рифтогенноспрединговых обстановок. Примесь источника ОІВ более ярко выражена в метабазальтах Тункинского террейна, которым свойственны повышенные содержания LILE, LREE, Ti, Zr, что в какой-то мере сближает их с базальтами активных континентальных окраин [8]. Таким образом, можно заключить, что формирование метабазальтов Хамардабанского и Тункинского террейнов происходило в

Близость составов метаба-

достаточно близких геодинамических условиях – задуговом бассейне энсиалического типа. Однако различная степень обогащения несовместимыми элементами метабазальтов сравниваемых террейнов может указывать на различный вклад как коровой компоненты, так и осадочного материала субдуцируемой плиты в состав мантийного источника с различной степенью плавления, а также различную мощность коры. Базальты с подобными геохимическими различиями не должны были бы формироваться одновре-

менно в одном бассейне, что свидетельствует против идентификации (корреляции) слюдянской серии и толтинской свиты. Соответственно, полученные данные говорят в пользу выделения Тункинского и Хамардабанского террейнов.

- [1] Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. – 1994. – 7-8. – С. 29-41.
- [2] Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Монгольский геотрансект // Геология и геофизика. 1994. 7-8. С. 94-110.
- [3] Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 196 с.
- [4] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.
- [5] Летникова Е.Ф. Хемостратиграфия и корреляция карбонатных толщ южного складчатого обрамления Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1998. 17 с.
- [6] Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. Палеогеодинамика Хамар-Дабана (юг Восточной Сибири) // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 90-93.
- [7] Беличенко В.Г. и др. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – 6. – С. 554-564.
- [8] Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102-134.

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ, РОССИЯ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Д.С. Юдин*, С.В. Хромых**, А.Г. Владимиров**, А.В. Травин*, А.С. Мехоношин***, Н.И. Волкова****, С.А. Сергеев****, Е.Н. Лепехина ****

*Новосибирск, Аналитический центр ОИГГМ СО РАН, plk@ngs.ru **Новосибирск, Институт геологии СО РАН, serkhrom@uiggm.nsc.ru *** Иркутск, Институт геохимии СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru **** Новосибирск, Институт минералогии и петрографии СО РАН, nvolkova@uiggm.nsc.ru ****Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Центр изотопных исследований, Elena_Lepekhina@vsegei.ru

При расшифровке геологической истории коллизионных систем представляется эффективным подход, основанный на реконструкции P-T-d-t эволюции входящих в них метаморфических и магматических комплексов на основе петрологических (P-T параметры тектонометаморфических этапов), структурных (кинематика сдвиговых деформаций) данных, а также комбинированного U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования акцессорных и породообразующих минералов, характеризующихся различными температурами закрытия изотопных систем. Настоящая работа посвящена результатам, полученным по ранним каледонидам Ольхонского региона Западного Прибайкалья. Для исследования были отобраны образцы метаморфических и магматических пород, отвечающие основным этапам формирования ранних каледонид коллизионной системы Западного Прибайкалья. Выбор объектов проводился на основе детальной геологической карты Ольхонского региона, составленной В.С. Федоровским [1], петрологическое и геохимическое исследование образцов и картирование отдельных участков проводились всем авторским коллективом.

U/Pb (SHRIMP II) датирование проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ в Санкт-Петербурге. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование методом ступенчатого прогрева проводилось в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН на масс-спектрометре Micromass 5400. Исследования были проведены на трёх ключевых полигонах: участок Шида, Центральная купольная зона и Бирхинский габброидный массив.

На участке Шида можно наблюдать будины гипербазитов, которые в ходе сдвиговых деформаций были закатаны в метаморфический матрикс из мраморов, амфиболитов и биотитовых гнейсов. Р-Т условия составляют 6 кбар и 630°С. U/Pb возраст цирконов из плагиоклазитов внутри гипербазитов равен 467.6±3.6 млн лет. По циркону из синметаморфических гранитных жил также был получен U/Pb возраст (474.9±3.2 млн лет), который совпадает в пределах аналитической ошибки с датировкой плагиоклазитов внутри гипербазитов.

⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по амфиболу из амфиболитового прослоя, примыкающего к синметаморфической гранитной жиле (обрамление гипербазитовых будин), получен возраст (471.0±6.6 млн лет), совпадающий с U/Pb возрастом синметаморфических гранитов.

⁴⁰Ar/³⁹Ar спектры по биотитам, отобранным из метаморфического обрамления, дают чёткие плато с возрастами 431.6±6.0 млн лет и 412.0±5.0 млн лет.

На основании совпадения U/Pb возраста по циркону из синметаморфической гранитной жилы и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста по амфиболу можно полагать, что этот возрастной рубеж соответствует одному из главных эпизодов метаморфизма. ⁴⁰Ar/³⁹Ar даты по биотитам метаморфического обрамления, скорее всего, являются результатом поздних тектоно-метаморфических событий (рис. 1).

Центральная купольная зона. Здесь широко развиты гранитогнейсовые купола. Их рост отражает масштабное гранитообразование в Ольхонском регионе. U/Pb (SHRIMP II) методом по циркону из синметаморфических гранитов получена датировка 457.5±3.8 млн лет [2, 3]. Датировки, полученные по биотитам из гранитогнейсовых куполов 40 Ar/³⁹Ar методом, существенно моложе - 412.5±4.5 млн лет и 391.9±4.4 млн лет. И в этом случае их можно объяснить как результат поздних тектоно-метаморфических событий (рис. 2).



Рис. 1. Частотная функция распределения возрастных данных для участка Шида.

Рис. 2. Частотная функция распределения возрастных данных для Центральной купольной зоны.

Бирхинский габброидный массив сложен двумя интрузивными фазами, представленными низкощелочной и субщелочной сериями. В результате ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопного датирования первичномагматического амфибола из низкощелочных габброидов I фазы получен возраст 500±4 млн лет, который совпадает с U/Pb возрастными данными гранулитового метаморфизма в Чернорудской зоне [4]. Те же значения возраста (~500 млн лет) были получены U/Pb методом по цирконам для габброидов второй фазы Бирхинского массива (А.Б. Котов, устное сообщение). На основании совпадения U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировок возраст Бирхинского массива - 500± млн лет.

Габброиды Бирхинского массива прорваны большим количеством жил гранитлейкогранитов. Первые результаты Rb-Sr датирования этих гранитных жил в обрамлении и внутри Бирхинского массива дали по валовым породам возраст 465 ± 9 млн лет [5]. Авторы провели изучение гранитов наиболее крупного Айского массива, представляющего собой отдельное тело в бластомилонитовом обрамлении Бирхинского массива, а также отдельных жил и даек редкометалльных гранитов и пегматитов. U/Pb (SHRIMP II) методом был получен возраст 468.6 ± 3.2 млн лет, что совпадает в пределах ошибки с Rb-Sr данными. Совпадение U/Pb и Rb/Sr датировок дает основание предположить, что этот возрастной рубеж соответствует метаморфизму амфиболитовой фации и формированию синкинематических гранитов Айского массива в обрамлении Бирхинского габброидного массива, при интенсивных сдвиговых деформациях. Результаты 40 Ar/³⁹Ar датирования синсдвиговых гранитов аинского комплекса, внутри и в обрамлении Бирхинского массива, дают более широкий спектр возрастных данных (от 428 млн лет до 373 млн лет) (рис. 3). Наиболее сложные ⁴⁰Ar/³⁹Ar спектры были получены для гранитных жил в тектонизированной оболочке Бирхинского габброидного массива.



Основные выводы

По результатам проведенных исследований становится возможным рассмотреть общую картину геохронологических данных для Ольхонского региона [6-8]. Намечается несколько возрастных рубежей, общих для всего региона.

500 млн лет – габброиды Бирхинского массива и гранулитовый метаморфизм в Чернорудской зоне (U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar).

470-460 млн лет — масштабное гранитообразование в Центральной купольной зоне (U/Pb, Rb/Sr, 40 Ar/ 39 Ar).

430, 415, 410, 390, 370 млн лет – 40 Ar/ 39 Ar изотопное датирование позволяет зафиксировать отдельные импульсы поздних тектонических движений (40 Ar/ 39 Ar по Bt и Amph).



- Fedorovsky V.S. Geological map of the southwestern part of Ol'khon region. M.: Geological institute RAS, 2004.
- [2] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- [3] Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стрессграниты глубинных уровней коллизионной системы Западного Прибайкалья // ДАН. - 2004.
 - Т. 397, № 6. - С. 771-777.
- [4] Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. - Л.: Наука, 1990. - С. 170–183.
- [5] Мишина Е.И., Костицын Ю.А., Федоровский В.С. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования двух типов гранитных даек, связанных с Бирхинским массивом габброидов в Приольхонье (З. Прибайкалье) // Материалы XVII симпозиума по геохимии изотопов. - М., 2004. - С. 169-170.
- [6] Structural and tectonic correlation across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern segment. Путеводитель экскурсии и материалы Сибирского рабочего совещания по проекту МПГК-480 (IGCP-480) / Под ред. Е.В. Склярова. - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – 290 с.
- [7] Хромых С.В., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С. и др. Петрология и геохронология магматических пород Чернорудской гранулитовой зоны (Западное Прибайкалье) // Данный сборник
- [8] Yudin D.S., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Travin A.V., Mekhonoshin A.S., Volkova N.I., Sergeev S.A., Lepekhina E.N. Multisystem (U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) and multimineral isotope dating of metamorphic and magmatic rocks of Olkhon region, Western Prebaikalia, Russia: first results and geodynamic interpretation // Structural and tectonic correlation across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern segment. Путеводитель экскурсии и материалы Сибирского рабочего совещания по проекту МПГК-480 (IGCP-480) / Под ред. Е.В. Склярова. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Р. 287-290.

РАННИЕ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ R₃-PZ₁ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ И ЦАСП

В.В. Ярмолюк*, В.И. Коваленко*, В.П. Ковач**, И.К. Козаков**, А.Б. Котов**, Е.Б. Сальникова**

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

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

Под Палеоазиатским океаном (ПАО) понимается комплекс террейнов разновозрастной коры, которые были сформированы в пределах океанической литосферы и затем в ходе каледонской, герцинской и индо-синийской эпох тектогенеза были аккретированы к Сибирской платформе, образовав Центрально-Азиатский складчатый пояс. Этот пояс прослеживается вдоль южного края платформы. Поэтому проблема оценки времени возникновения ПАО связана с определением возраста южной (в современных координатах) границы платформы.

В качестве обособленной литосферной плиты Сибирский континент сформировался в результате распада суперконтинента Родиния, в составе которого он граничил с кратоном Лаврентия. Процессы раскола вдоль границы этих кратонов запечатлены структурами гигантского дайкового пояса Франклин, формирование которого произошло между 725-615 млн лет назад с максимумом активности между 723-718 млн лет. Со стороны Сибирской платформы процессы рифтогенеза зафиксированы проявлениями позднерифейской внутриплитной активности: грабенами, дайковыми поясами, массивами ультраосновных щелочных пород с карбонатитами и т.д. Ассоциации последнего типа характерны также для Лаврентийской части границы, где они группируются вдоль пояса Франклин. Нами выполнены U-Pb геохронологические исследования комплексов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, распространенных вдоль южной окраины Сибирской платформы. Возраст карбонатитов Ингилийского массива (восточная часть Алданского щита) определен в 654±7 млн лет. Возраст нефелиновых сиенитов Белозиминского массива (Восточный Саян) составил 643±4 млн лет, а ийолитов Жидойского массива (там же) - 632±2 млн лет. Близкий возраст имеют породы подобных ассоциаций в северо-канадской части Лаврентии, что, таким образом, определяет время, в которое магматизм краевых участков обоих палеоконтинентов еще контролировался общими источниками и общими геодинамическими механизмами.

Другим событием, сопровождавшим отделение Сибирского континента от Лавразии, стало формирование между ними океанической литосферы. Реликтам этой литосферы отвечают офиолиты Баянхонгорской зоны, расположенной в центре каледонской области ЦАСП между Байдрагским кратонным (позднеархейским-рифейским) блоком на юге и рифейским Орхонским террейном на севере. Нами определен возраст офиолитов на основе датирования цирконов из анортозитового слоя расслоенного габбро, представляющего кумулятивную серию. Датирование было выполнено на ион-ионном микроанализаторе SHRIMP-IITM. Большинство проанализированных зерен циркона показало конкордантные значения. Средневзвешенное значение возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U составило 665±15 млн лет. Возраст офиолитов БХЗ оказался на 80-100 млн лет древнее возраста офиолитов Озерной зоны Монголии и Агардаг-Эрзинской зоны Тувы, а также более ранней датировки офиолитов Баянхонгорской зоны, полученной на основе Sm-Nd датирования (Кепежинскас и др., 1991) и равной 569±21 млн лет. Последняя датировка хорошо согласуется с возрастом регионального метаморфизма дистен-силиманитовой фациальной серии (562±2 млн лет), проявившегося, как было показано недавно, на контакте между Баянхонгорской зоной и Байдаргским блоком. Это согласование позволяет полагать, что Sm-Nd изохронный возраст соответствует времени проявления метаморфизма, приведшего к переуравновешиванию Sm-Nd изотопной системы в офиолитах и связанного со столкновением Баянхонгорского офиолитового террейна и Байдракского кратонного блока.

Важной особенностью офиолитов Баянхонгорской зоны является обычное участие в их составе базальтов с повышенным содержанием TiO_2 (до 3 %), а также относительное их обогащение несовместимыми элементами. Для пород офиолитовой ассоциации БХЗ в целом типично слабофракционированное распределение редких элементов с положительными аномалиями Nb и Ta и незначительное обеднение или обогащение легкими РЗЭ (La_N/Yb_N=0.9-2.4) при относительно плоском распределении тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N=0.9-1.4). Подобные характеристики свойственны не только базальтам покровной серии, но и дайкам sheet-комплекса по всей протяженности офиолитовой зоны, включая ее сильнометаморфизованные части, что свидетельствует об однородности ее геологического строения. Такие же геохимические особенности характерны для базитов E-MORB типа и базальтов океанических плато типа Онтонг Ява и Карибско-Колумбийского. Нормированное относительно примитивной мантии отношение (La/Nb)prima в исследованных породах варьирует от 0.45 до 0.85, что также является диагностической чертой пород океанических плато. Величины є_{Nd}(T) в базальтах, дайках sheet-комплекса, плагиогранитах и анортозитах варьируют от +8.4 до +11.5, свидетельствуя об их образовании из источника, более обедненного, чем "нормальная" мантия MORB-типа ($\varepsilon_{Nd}(670)$ в DM равно +8.6). Высокие значения величины $\varepsilon_{Nd}(T)$, скорее всего, связаны с истощением источника магм задолго до цикла плавления, приведшего к образованию офиолитов БХЗ. Деплетированный Nd изотопный и в то же время обогащенный несовместимыми элементами состав пород Баянхонгорских офиолитов согласуется с формированием исходных расплавов из деплетированного верхнемантийного источника, подвергшегося непосредственно перед плавлением переработке флюидами и/или расплавами, обогащенными несовместимыми элементами под воздействием плюмового источника. В современных обстановках такие источники формируются либо под океаническими островами, либо под океаническими лавовыми плато типа Онтонг Ява под воздействием плюмов на деплетированную мантию.

Сопоставляя офиолитовую ассоциацию БХЗ с породами офиолитовых зон, сформировавшихся в пределах каледонид ЦАСП в интервале 570-510 млн лет, следует отметить различия их состава, связанные с разными условиями образования магм. Для офиолитовых зон, возникших в интервале 570-510 млн лет, в основном типичны породы, характеризующиеся относительно низким содержанием TiO₂ (обычно <1.5 %), а также низким содержанием несовместимых многозарядных элементов и, в частности, наличием Ta-Nb минимума. Подобные параметры состава свидетельствуют о их образовании в обстановках конвергентных границ литосферных плит. Таким образом, возрастной интервал 570-510 млн лет определил время начала конвергенции в пределах Палеоазиатского океана, в частности, обусловившего перестройку изотопных систем и метаморфизм соответственно в пределах Баянхонгорской зоны и ее жесткого обрамления.

По-видимому, Сибирский континент занимал в структуре Родинии периферическую позицию и со стороны Панталассы обрамлялся структурами рифейской коры, представленными породами шельфовых, а также островодужных и задуговых комплексов, развитие которых было завершено до распада Родинии (до 730 млн лет назад). Фрагменты этих структур участвуют в строении террейнов рифейской коры, распределенных по площади каледонского блока ЦАСП. Подтверждением представлений о ведущей роли распада Родинии в формировании Палеоазиатского океана является присутствие собственно гренвиллских структур в строении ЦАСП. Наличие таких структур было установлено нами в строении Южно-Гобийского микроконтинента (Тотошань-Уланульский блок). В его строении участвуют метаморфические породы, возраст которых условно принимался в диапазоне от позднего протерозоя до кембрия. Они наблюдаются в выступах фундамента среди палеозойских и мезозойских образований и представлены кристаллическими сланцами, развитыми как по осадочным, так и по вулканическим породам и мраморизованными серыми и черными известняками, местами белыми мраморами с прослоями зеленых сланцев, силицитов, кварцитов и кристаллических сланцев. С этими породами ассоциируют тела синметаморфических двуслюдяных гнейсовидных гранитов, гранодиоритов и гранитных пегматитов. Возраст этих гранитов, оцененный на основе U-Pb датирования цирконов, составил 952±8 млн лет. Близкая датировка (916±16 млн лет) была получена китайскими геологами для постколлизионных гранитов, выделенных в более западных участках Южно-Гобийского микроконтинента. На этом основании был сделан вывод о формировании кристаллического фундамента отмеченной части микроконтинента на рубеже около 950 млн лет назад. Этой трактовке не противоречат Nd-изотопные модельные возраста гранитоидов Тотошань-Уланульского блока, варьирующие от 1,1 до 1,7 млрд лет, а также модельный Nd-изотопный возраст кристаллических сланцев (1,8 млрд лет). Подобный диапазон Nd-модельных возрастов (1,1-1,8 млрд лет) типичен для коры «рифейской» изотопной провинции ЦАСП, в составе которой отсутствуют дорифейские породы. В глобальном масштабе корообразующие процессы, произошедшие около 1000 млн лет назад, связываются с формированием гренвиллид и суперконтинента Родиния. В основном они завершились к этому рубежу, но в ряде регионов (например в пределах блока Янцзы), явления гренвиллской коллизии и постколлизионного магматизма охватили более широкий диапазон времени – вплоть до 900 млн лет. Очевидно, что в этом варианте образование рассмотренных супракрустальных комплексов ЮГМ согласуется с возрастом заключительной фазы гренвиллской орогении, что позволяет рассматривать их в качестве фрагмента складчатого пояса поздних гренвиллил

Полученные результаты позволяют предложить следующую модель ранних стадий формирования Палеоазиатского океана. Его возникновение было связано с расколом Родинии, в частности с распадом Лавразийского блока суперконтинента на Сибирский и Лаврентийский континенты. Начало раскола между континентами зафиксировано крупнейшей дайковой системой Франклин, протянувшейся вдоль Лаврентийской границы раздела более чем на 2500 км и возникшей около 723-718 млн лет назад. К интервалу около 670-660 млн лет назад раскол между континентами уже произошел и между ними, по-видимому, зародилась океаническая литосфера. С ее формированием было связано образование около 665 млн лет назад океанического лавового плато, фрагменты которого представляют офиолиты Баян-Хонгорской зоны. Тем не менее, необходимо учитывать, что вдоль границ обоих новообразованных континентов внутриплитная магматическая активность продолжалась и в более позднее время. Поэтому можно предположить, что, по крайней мере, до рубежа 630 млн лет размеры возникшего Центрально-Азиатского палеоокеана были невелики, и, вероятно, он представлял бассейн типа Красного моря. В этом случае не только бассейн, но и граничившие с ним континенты могли находиться под влиянием плюма, вызвавшего раскол Лавразии и определившего внутриплитный тип магматизма по всей подконтрольной ему территории. По-видимому, с рубежа 630 млн лет размеры палеоокеана начинают превосходить размеры суперплюма, что привело к прекращению внутриплитной магматической деятельности, по крайней мере вдоль южной окраины Сибири. Около 570 млн лет назад в развитии палеоокеана наступила новая фаза, связанная с проявлением аккреционных процессов в его пределах и, в частности, со столкновением Байдрагского дорифейского террейна и океанического плато Баянхонгорской зоны, а также заложением системы островных дуг. Около 510-490 млн лет назад эти аккреционные процессы завершились формированием в Центральной Азии каледонского суперконтинента.

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса».

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агатова А.Р. 60, 63 Бараш И.Г. 25, 77, 143 Баянова Т.Б. 123 Беличенко В.Г. 41, 77, 143 Бережная Н.Г. 135 Бучко И.В. 19 Великославинский С.Д. 19 Вещева С.В. 29 Владимиров А.Г. 7, 49, 131, 147 Волкова Н.И. 131, 147 Высоцкий Е.М. 63 Гибшер А.С. 68 Гладков А.С. 33 Гладкочуб Д.П. 37 Гусев Н.И. 7 Дмитриева Н.В. 123 Донская Т.В. 37 Елизарова М.В. 25 Казанский А.Ю. 45. 53 Коваленко В.И. 150 Ковач В.П. 25, 77, 85, 150 Ковязин С.В. 94, 97 Козаков И.К. 150 Колотилина Т.Б. 49 Конев А.А. 25 Корнилова Т.А. 71 Костицын Ю.А. 56 Котов А.Б. 25, 77, 19, 107, 150 Кочнев Б.Б. 71 Крамаров А.С. 53 Крук Н.Н. 7, 81 Кудряшов Н.М. 107 Кудряшова Е.А. 11 Кузьмин М.И. 15 Куйбида М.Л. 7, 81 Куликова А.Е. 104 Лапин П.С. 16 Ларин А.М. 19 Ларионов А.Н. 135 Леви К.Г. 23 Левицкий В.И. 25 Левченков О.А. 7 Лепехина Е.Н. 135, 147 Летникова Е.Ф. 29

Лунина О.В. 33 Лухнева О.Ф. 23 Мазукабзов А.М. 37, 111 Макагон В.М. 25 Макрыгина В.А. 41 Матуков Д.И. 135 Метелкин Д.В. 45 Мехоношин А.С. 49, 131, 147 Мирошниченко А.И. 23 Михальцов Н.Э. 53 Мишина Е.И. 56 Наговишин К.Е. 71 Немеров В.К. 111 Непоп Р.К. 60 Новиков И.С. 63 Ножкин А.Д. 71, 123 Орсоев Д.А. 49 Переляев В.И. 68, 94 Плюснина Е.В. 33 Постников А.А. 71, 111 Пучков В.Н. 75 Резницкий Л.З. 25, 41, 77, 143 Руднев С.Н. 7, 81 Рышк Е.Ю. 85 Савитский В.А. 139 Сальникова Е.Б. 19, 25, 77, 107, 150 Сандимирова Г.П. 25 Саньков В.А. 23 Сафонова И.Ю. 97 Семинский К.Ж. 89 Сенников Н.В. 53 Сергеев С.А. 147 Симонов В.А. 94, 97 Скляров Е.В. 37, 94, 97 Советов Ю.К. 101, 104 Сорокин А.А. 19, 107 Станевич А.М. 71, 111 Тверитинов Ю.И. 116, 118 Травин А.В. 49, 71, 147 Туркина О.М. 123 Уфимцев Г.Ф. 127 Федоровский В.С. 56, 129, 131 Хромов А.А. 135 Хромых С.В. 49, 131, 147

Цуркан Е.А. 139 Цыганков А.А. 135 Цыренов Б.Ц. 135 Шерман С.И. 139 Школьник С.И. 25, 143 Шокальский С.П. 7 Юдин Д.С. 49, 71,147 Якшин М.С. 71 Ярмолюк В.В. 11, 15, 150