

ОТ ОКЕАНА Эр К КОНТИНЕНТУ



Материалы совещания

ВЫПУСК 8

ИРКУТСК 2010

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН

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

Том 1

Иркутск 2010

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – В 2-х томах. – Т. 1. – 170 с.

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

Основная тематика совещания:

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

Председатель Оргкомитета совещания

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

Ученые секретари совещания

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

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

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

ISBN 978-5-902754-57-2 (т. 1) ISBN 978-5-902754-56-5 © Институт земной коры СО РАН, 2010

СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА
НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АЛТАЙСКОГО ГОРНОГО ПОДНЯТИЯ: ВЗГЛЯД С ПОЗИЦИИ ВОЛНОВОЙ ТЕКТОНИКИ А.Р. Агатова, Р.К. Непоп
НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАСШТАБАХ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ: ЕЩЕ ОДИН ФАКТ В ПОЛЬЗУ ВЫВОДОВ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКЕ РЕЛЬЕФА ГОРНОГО АЛТАЯ НА РУБЕЖЕ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, Г.А. Квасов
НОВАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД П.Я. Азимов
УСЛОВИЯ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА В ЮЖНО-ХАНГАЙСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ ПОЯСЕ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ) П.Я. Азимов, И.К. Козаков
БИОФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий, И.Г. Бараш
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РИФТОГЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ КАМАРСКОГО ХРЕБТА (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА) В.С. Антипин, С.И. Дриль, В.С. Чуканова
СТРАТИГРАФИЯ И КОНОДОНТЫ ПАЛЕОЗОЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ) В.А. Аристов, Ю.П. Катюха, О.Р. Минина, С.В. Руженцев
РОДИНИЯ: О ЧЕМ ГОВОРЯТ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ? М.Л. Баженов, Н.М. Левашова
РИФЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЭТОЙ ТЕРРИТОРИИ С.Ю. Беляев
УСЛОВИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ) С.А. Борняков
ПАЛЕОЗОЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ В.В. Булдыгеров 3
ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ В.В. Булдыгеров
<i>ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА</i> И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА М.М. Буслов
ПЕРВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РИОЛИТОВ ХИНГАНСКОЙ СЕРИИ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И.В. Бучко, А.А. Сорокин, Н.Н. Петрук
ПЕРВЫЕ ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД МОГОТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮГО- ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА) И.В. Бучко, А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин, Ир.В. Бучко

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КИМКАН-СУТАРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА И.В. Бучко, А.А. Сорокин, Ю.М. Сигаев
ПРОЦЕСС МИГРАЦИИ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ТРЕЩИН В ЛИТОСФЕРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ Е.В. Васильева, В.И. Васильев, Г.Д. Санжиев
ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ И МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ИЛИКАНСКОЙ СЕРИИ (ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА) С.Д. Великославинский, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, БМ. Джан, А.Б. Котов, А.М. Ларин, КЛ. Ван, ХИ. Чиу, СЛ. Чан, Е.В. Толмачева
ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ БРЯНТИНСКОЙ СЕРИИ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА (ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА) С.Д. Великославинский, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, А.М. Ларин, В.П. Ковач, Е.В. Толмачева
ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ПОСТКОЛЛИЗИОННОЙ СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО ОРОГЕНА ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Н.Ю. Матушкин, О.П. Полянский, Ю.М. Лаевский, К.В. Воронин
ПЕРВЫЕ SR-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СУХОПИТСКОЙ И ТУНГУСИКСКОЙ СЕРИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (Р. ИРКИНЕЕВА) И.А. Вишневская, А.И. Прошенкин, Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов, Г.А. Докукина
СРЕДНЕКАРБОНОВЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО- МОНГОЛЬСКОГО БЛОКА А.В. Вишневский, А.Э. Изох, Г.В. Поляков
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ТАШЕЛГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ (ГОРНАЯ ШОРИЯ) А.Г. Владимиров, А.Н. Уваров, И.Ю. Анникова, С.З. Смирнов
ДВА ВОЗРАСТНЫХ ЭТАПА ГЛУБИННОГО РИФТОГЕННОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО Щелочного магматизма южной гоби (монголия), различия их происхождения и рудоносности н.в. Вла дыкин
РАННЕДЕВОНСКИЕ МАГМООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В МИНУСИНСКОМ ПРОГИБЕ (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И Sr-Nd ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ) А.А. Воронцов, Г.С. Федосеев, И.В. Сандимиров, С.И. Дриль
ДЕТАЛЬНОЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КАМПТОНИТОВ АГАРДАГСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА А.А. Гибшер, В.Г. Мальковец, А.В. Травин, А.С. Гибшер
ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОЗОЕ – МЕЗОЗОЕ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Иванов, А.М. Мазукабзов, Н.А. Ухова
МАГМАТИЗМ ХАРАГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНЫЙ ХЭНТЭЙ, МОНГОЛИЯ) И.В. Гордиенко, А.Я. Медведев, О. Томуртогоо
ПРОЦЕССЫ ПЛАВЛЕНИЯ И РЕФЕРТИЛИЗАЦИИ НА РАННЕЙ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ: ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕРИДОТИТОВ САРАМТИНСКОГО МАССИВА (СИБИРСКИЙ КРАТОН) М.А. Горнова, С.И. Дриль, В.А. Беляев
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА РУДНО-АЛТАЙСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА А.И. Гусев, Н.И. Гусев

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ МОНЦОДИОРИТОВ (U-PB, SHRIMP II) СИЕНИТ- ГАББРОВОГО КОМПЛЕКСА ЭДЕЛЬВЕЙС В ГОРНОМ АЛТАЕ Н.И. Гусев, С.П. Шокальский
ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ТУРБИДИТЫ, ДИАМИКТИТЫ И ОЛИСТОТРОМЫ О. БЕЛЬКОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА) М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев
НИЖНЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ): СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА К.Е. Дегтярев, А.В. Рязанцев, Т.Ю. Толмачева, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, П.А. Александров, С.З. Яковлева
СРЕДНЕРИФЕЙСКИЕ ГНЕЙСОГРАНИТЫ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА, СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, К.Н. Шатагин, С.З. Яковлева, И.В. Анисимова
СВЯЗЬ ВАРИАЦИЙ ⁸⁷ SR/ ⁸⁶ SR МОРСКОЙ ВОДЫ И ЧАСТОТЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ В ФАНЕРОЗОЕ А.Н. Диденко
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ПРИСАЯНЬЯ (БИРЮСИНСКИЙ БЛОК) Н.В. Дмитриева
ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ ЧУЙСКОГО И КУТИМСКОГО КОМПЛЕКСОВ (БАЙКАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ВЫСТУП ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА) Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, С.Л. Пресняков
ТР-ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ЯМБУЙСКОГО БЛОКА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) Н.А. Доронина, Д.А. Лыхин, Б.Г. Голионко, Г.Е. Некрасов, С.В. Руженцев, И.П. Падерин, Н.Г. Бережная
МАФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЯМБУЙСКОГО БЛОКА – ФРАГМЕНТ ОСТРОВОДУЖНОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА Н.А. Доронина, Д.А. Лыхин, Б.Г. Голионко, С.В. Руженцев
ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМУ ЩЕЛОЧНОМУ УЛЬТРАОСНОВНОМУ–ОСНОВНОМУ МАГМАТИЗМУ ВИТИМСКОЙ ПРОВИНЦИИ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ А.Г. Дорошкевич, Г.С. Рипп
ИРГАИНСКАЯ СВИТА И ОЛЕКМИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ С.И. Дриль, Н.Н. Ильина, М.Э. Казимировский
ПРИЗНАКИ СИЛЬНЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. УЛААНБААТАРА (МОНГОЛИЯ) С. Дэмбэрэл, В.С. Имаев, А.Л. Стром, О.П. Смекалин, А.В. Чипизубов, Н.А. Радзиминович
СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В РАЙОНЕ Г. УЛААНБААТАРА И ЕЁ ДИНАМИКА С. Дэмбэрэл, К.Г. Леви, А.В. Ключевский
ОЛОВОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ КАК ИНДИКАТОР ПРОЦЕССОВ ГЛУБОКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ С.В. Ефремов

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗОЛОТА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРЕДЕЛАХ КАРИЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) С.В. Ефремов, А.М. Спиридонов
ТРАНСМАНТИЙНЫЕ ФЛЮИДЫ И ГЕНЕРАЦИЯ ПЛЮМОВ Н.С. Жатнуев
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ В ДОЛЕРИТОВЫХ СИЛЛАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКИХ ТРАППОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ А.В. Иванов, М.Л. Фиорентини, М.Т. Патон
ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd ДАННЫЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И.А. Избродин, Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич, В.М. Саватенков
УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ АВТОХТОННЫХ И ПАРААВТОХТОННЫХ ГРАНИТОВ В ЭРЗИНСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО- ВОСТОЧНАЯ ТУВА) И.В. Кармышева
РАСЧЕТ СКОРОСТИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЙ ДЕНУДАЦИИ ЗА ГОЛОЦЕН В ПРЕДЕЛАХ КУРАЙСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МЕТОДОМ ПРОФИЛИРОВАНИЯ Г.А. Квасов, А.Р. Агатова, Р.К. Непоп
ЭНЕРГЕТИКА СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, С. Дэмбэрэл, Б. Лхагвадорж
ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КАРАЛОНСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА В.П. Ковач, Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, С.З. Яковлева, И.В. Анисимова, А.М. Федосеенко
ВЕНДСКИЙ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА В СТРУКТУРЕ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И.К. Козаков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач
ДВЕ СТАДИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО РИФТОГЕНЕЗА ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ГОБИЙСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, И.Г. Грибоедова
ПАЛЕООБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ПЕСЧАНОГО МАССИВА ВЕРХНИЙ КУЙТУН (БАРГУЗИНСКАЯ ВПАДИНА) В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев
ПАЛЕОСРЕДА ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ИТАНЦИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев
ЖИЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС КАРБОНАТИТОВ БИРАИ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) А.А. Конева, Н.В. Владыкин
АНАЛИЗ СООТВЕТСТВИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БАЗИТОВОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ГИПОТЕЗЕ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ К.М. Константинов, М.Д. Томшин, Д.П. Гладкочуб, М.З. Хузин, И.К. Константинов
КИМБЕРЛИТОВЫЙ И БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ – КОРРЕЛЯЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ С.И. Костровицкий, А.А. Амиржанов
ДЖЕЛТУЛАКСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА: ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ А.Б. Котов, В.П. Ковач, БМ. Джан, А.М. Ларин, С.Д. Великославинский, КЛ. Ван, ХИ. Чиу, СЛ. Чан, Е.Б. Сальникова, А.А. Сорокин

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ (ФРАН) БАЗАЛЬТЫ ГОРНОГО АЛТАЯ: ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ Н.Н. Крук, Е.А. Крук, И.В. Николаева, П.Д. Котлер	154
ДАННЫЕ О РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ВОЗРАСТЕ МОЛАСС БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ВРЕМЕННЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПРОТОУРАЛЬСКО-ТИМАНСКОЙ КОЛЛИЗИИ Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацилло	156
САРХОЙСКАЯ СЕРИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА: РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ (~770–800 МЛН ЛЕТ) АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ А.Б. Кузьмичев, А.Н. Ларионов	159
ВНУТРИПЛИТНЫЕ ЗОНЫ КОНЦЕНТРИРОВАННОЙ ДЕФОРМАЦИИ В СТРУКТУРЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ М.Г. Леонов	161
ПОЛОЖЕНИЕ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов, С.В. Школьник, Л.З. Резницкий, Г.В. Константинова, С.В. Вещева, Т.Л. Турченко	164
РЯБИНОВСКИЙ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВЫЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ И ЕГО СОПОСТАВЛЕНИЕ С ИЗВЕСТНЫМ МЕДНО-ЗОЛОТО-ПОРФИРОВЫМ ТИПОМ ОРУДЕНЕНИЯ С.В. Лукашенко, Г.Н. Пилипенко	166
ПЛАГИОГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОФИОЛИТОВ (ПЕНЖИНСКИЙ РАЙОН, П-ОВ КАМЧАТСКИЙ МЫС, П-ОВ ТАЙГОНОС) М.В. Лучицкая	168
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	170

ОТ РЕДАКТОРА

Дорогие коллеги!

Мы в преддверии очередного, уже восьмого, совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». За восемь лет сформировался «постоянный контингент» участников, большинство из которых прислало свой новый материал и к этому совещанию. Как обычно, появляются и новые энтузиасты, все больше из молодых и ранних. Как обычно, возрастной интервал обсуждаемых проблем более чем широк: от архея до кайнозоя. Как обычно, тематика докладов самая разнообразная, что отчасти определено предложенными направлениями тем для обсуждения в разосланном циркуляре. Как обычно, львиная доля присланных материалов посвящена разнообразным проблемам Центральной Азии, хотя география рассматриваемых структур охватывает огромное пространство – от архипелага Земля Франца-Иосифа до Дальнего Востока. И я надеюсь, да нет, просто уверен, что, как обычно, атмосфера совещания будет теплой и дружественной, без таких резких перепадов климата, которые имели место быть в этом году. Удачи всем нам!

Е.В. Скляров

НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АЛТАЙСКОГО ГОРНОГО ПОДНЯТИЯ: ВЗГЛЯД С ПОЗИЦИИ ВОЛНОВОЙ ТЕКТОНИКИ

А.Р. Агатова, Р.К. Непоп

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

Сформировавшееся в кайнозое Алтайское горное поднятие является северным крылом Центрально-Азиатского горного пояса. С позиций концепции плитной тектоники процессы новейшего орогенеза в центральной части Евразии объясняются конвергенцией Индийского и Евроазиатского континентов, частично реализованной в распространении стресса на север (северо-восток) по унаследованной сети разломов [1]. Возраст реактивации различных горных систем омолаживается в северном направлении: 15 млн лет на Тянь-Шане, 5 млн лет на Алтае [2].

В то же время в строении Алтайского поднятия наблюдается ряд особенностей, которые свидетельствуют о ведущей роли контакта с Западно-Сибирской плитой и об омоложении горных сооружений на территории Алтая в юго-восточном направлении, обратном направлению основного распространения стресса от Индо-Евразийской коллизии. Такими особенностями являются:

1. Омоложение возраста кайнозойских осадков, заполняющих пониженные блоки (межгорные впадины) в юго-восточном направлении. Позднеолигоценовое заложение межгорных впадин Юго-Восточного и сопряженных районов Южного и Монгольского Алтая [3] свидетельствует о начале горообразования именно на этой территории. В позднем плиоцене в общее поднятие, сопровождавшееся образованием хребтов и межгорных впадин, была вовлечена остальная территория Монгольского Алтая.

2. Асинхронное вовлечение хребтов Алтая в оледенение. К среднему плейстоцену хребты Русского и Монгольского Алтая достигли необходимой для возникновения оледенения высоты. В позднем плейстоцене, несмотря на аридизацию климата, хребты Гобийского Алтая наряду с северной территорией подверглись оледенению за счет продолжающегося поднятия [4].

3. Упрощение структуры горного рельефа в юго-восточном направлении. Веерообразная система хребтов и межгорных впадин Горного Алтая на территории Монгольского Алтая сменяется несколькими сближенными субпараллельными горными цепями с узкими межгорными понижениями, а Гобийский Алтай представляет собой отдельные далеко отстоящие друг от друга хребты и массивы, как бы «протыкающие» окружающие предгорные впадины. При этом отмечено омоложение хребтов субширотно протянувшегося Гобийского Алтая с запада на восток [5]. Упрощение новейшей структуры всего поднятия в юго-восточном направлении является следствием не только удаления от контакта сразу трех жестких блоков – Джунгарской и Монголо-Тувинской микроплит и Евроазиатской плиты [6], но и различной продолжительности формирования горного рельефа (разной степени его «зрелости»).

4. Формирование крутого субширотного уступа базисной поверхности на границе Северои Юго-Восточного Алтая. Наличие в Северо-Западном Алтае субширотных надвигов, направленных с севера на юг. Формирование в Юго-Восточном Алтае субширотных линейно вытянутых хребтов с асимметричными крыльями – пологим длинным северным и крутым коротким южным, надвинутым на плейстоценовые отложения межгорных впадин.

Все эти особенности могут быть непротиворечиво объяснены с позиций концепции волновой тектоники. В формировании новейшей тектонической структуры Алтайского горного поднятия участвуют как прямая деформационная волна северо-восточного направления, подходящая к его передовому юго-западному флангу, так и отраженная от границы Западно-Сибирской плиты волна, ослабевающая в юго-восточном направлении. Именно наложение этих деформационных волн в условиях усугубляющегося сжатия между Джунгарской и Монголо-Тувинской микроплитами и Западно-Сибирской плитой, а также влияние Хангайского поднятия на северо-востоке определяют формирование крутых уступов базисной и вершинной поверхностей во фронте прямой и отраженной волн, омоложение возраста горообразования в

юго-восточном направлении.

К настоящему времени накоплено множество фактов, которые указывают на принципиальную возможность распространения в земной коре волновых деформационных процессов с различными скоростями [7]. Тем не менее на данный момент отсутствует точное определение тектонической (деформационной) волны и энергии, переносимой ею. Это связано, прежде всего, со сложностью их прямой регистрации в природе и экспериментального обоснования существования этих волн. Основной особенностью тектонических волн является их теоретически предсказанная крайне низкая скорость и частота. Используя данные о возрасте Тянь-Шаня и Алтая [2], мы оценили скорость распространения деформационной волны – около 0.2 м/год (т.е. первые десятки см/год).

Физической основой концепции волновой тектоники является фрактально-волновой дуализм геологической среды. Разномасштабные волновые процессы приводят к формированию разномасштабных дискретных структур, являющихся, в свою очередь, источником распространения новых волн. Важнейшие особенности процессов в геологической среде – их нелинейность и необратимость – связаны с тем, что волновой процесс приводит к дискретной фрактальной структурированности геологической среды, которая препятствует возвращению возмущенной волновым процессом среды к исходному состоянию [8]. При этом нелинейный характер деформаций горных масс на больших временных промежутках и пространственных масштабах определяется именно свойствами межблоковых контактов, а не материала блоков [9]. Проявлениями волнового процесса на территории Алтая, помимо омоложения горообразования в южном направлении (волновой процесс во времени), являются знакопеременные структуры разного иерархического уровня – закономерно сменяющие друг друга понижения и поднятия базисной поверхности Алтая, чередование хребтов-сводов и межгорных понижений (волновой процесс в пространстве). Проявлением фрактальной природы геологической среды является определенное подобие внутренней структуры Алтайского поднятия строению центральной части Азиатского континента – на территории Алтая сосуществуют как более жесткие, устойчивые к деформациям блоки (выраженные в рельефе в виде слаборасчлененных относительно изометричных плато), так и более деформированные за счет сопряженного складкои разрывообразования участки. Наиболее ярко фрактально-волновой дуализм геологической среды проявлен в строении именно этих участков, представляющих собой хребты – зоны линейного коробления [10] или «rose structure» [11], при этом именно сводовые изгибы определяют морфологию и развитие разломов [12]. На уровне Алтайского горного поднятия этот дуализм проявляется в сочетании сводового характера поднятия и его блочной внутренней структуры.

Изменение угла распространения отраженной волны до близкого к нормали и формирование субширотных надвигов и уступов базисной поверхности горного поднятия на контакте с Западно-Сибирской плитой могут быть объяснены рефракцией прямой тектонической волны при подходе к краю плиты (по аналогии с рефракцией морских волн на материковой отмели). Уменьшение мощности мобильного пояса при приближении к плите изменяет показатель преломления геологической среды при прохождении прямой волны и обеспечивает поворот ее фронта.

Таким образом, взгляд на эволюцию неотектонической структуры Алтая с позиций волновой тектоники не противоречит основным выводам концепции плитной тектоники и в то же время позволяет объяснить особенности кайнозойского горообразования на территории Алтая.

- Molnar P., Tapponnie P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. – P. 419–426.
- [2] De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. – 2007. – V. 29. – P. 188–204.
- [3] Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
- [4] Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Новые данные о плейстоценовом оледенении Хангая и Гобийского Алтая // Вестник Ленинградского университета. 1967. № 6. С. 130–139.
- [5] Геоморфология Монгольской Народной Республики / Отв. ред. Н.А. Флоренсов, С.С. Коржуев. М.: Наука, 1982. 259 с.
- [6] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.

- [7] *Быков В.Г.* Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1176–1190.
- [8] *Тверитинова Т.Ю*. Эволюция общепланетарных полей напряжений как доказательство пульсационной динамики Земли // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всероссийского совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. С. 189–193.
- [9] Невский М.В., Фьюз Г.С., Морозова Л.А. Распространение деформационных возмущений: наблюдения и модель // Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика. М.: Наука, 1991. С. 39–56.
- [10] Уфимцев Г.Ф. Центрально-Азиатский горный пояс // Геоморфология. 1989. № 1. С. 5–17.
- [11] Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov J., Saandar M. Late cenozoic transpression in Southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection // Earth and Planetary Science Letters. - 1996. - V. 140. - P. 67-81.
- [12] *Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАСШТАБАХ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ: ЕЩЕ ОДИН ФАКТ В ПОЛЬЗУ ВЫВОДОВ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКЕ РЕЛЬЕФА ГОРНОГО АЛТАЯ НА РУБЕЖЕ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

А.Р. Агатова*, Р.К. Непоп*, Г.А. Квасов**

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

Изменение характера и интенсивности экзогенных процессов в горах помимо колебаний климата определяется также тектоническими перестройками рельефа. Анализ распространения следов оледенения различного возраста на территории Горного Алтая позволил нам ранее сделать вывол о полнятии его юго-восточной части и отставании в полнятии либо лаже относительном опускании северо-восточной части (Прителецкого района) на рубеже среднего и позднего плейстоцена [1]. Данный вывод основывался на сопоставлении масштабов и типов оледенения в среднем и позднем плейстоцене в этих районах, разделенных крутым субширотным уступом базисной поверхности с относительной высотой от 500 м на западе до 1250 м на его восточном окончании. В Юго-Восточном Алтае, занимающем позицию на бровке уступа, позднеплейстоценовые троги вложены в троги, выработанные ледниками среднего плейстоцена; вследствие углубления долин в межледниковье ледники на выходе из хребтов в позднем плейстоцене уже не сливались на водоразделах, хотя общее поднятие привело к увеличению площади хребтов, находящейся выше снеговой линии [1]. В горном обрамлении Телецкого озера, несмотря на значительно большую увлажненность этой территории, более молодые (по морфологическим признакам) кары, относимые к Q₃ оледенению, расположены гипсометрически выше Q2 трогов. При этом следы оледенений встречаются на очень малых высотах – до 900-1200 м н.у.м. [2]. Сложно судить о времени начала формирования этого субширотного цокольного поднятия, однако в современном виде оно оформилось на рубеже среднего и позднего плейстоцена.

Изучение направления ледникового стока в переходной зоне, собственно в зоне уступа – на Чулышманском плоскогорье, в Сорулукольской и Джулукульской межгорных впадинах, – также показало, что на рубеже двух эпох оледенения на территории Горного Алтая произошла значительная перестройка рельефа.

Вследствие слаборасчлененного рельефа в этих впадинах и на Чулышманском плоскогорье реализовывался покровный тип оледенения как в среднем, так и в позднем плейстоцене. Однако масштабы и направление стока ледников в эти эпохи были различны. Установлено, что в максимум позднеплейстоценового оледенения лед с Курайского хребта двигался поперек выработанных ранее долин и водоразделов в запад-северо-западном направлении [3], но реконструкции параметров среднеплейстоценового оледенения были противоречивы, вплоть до отрицания возможности нахождения его следов [4].

Детальные полевые геоморфологические исследования, проведенные нами летом 2010 г. в восточной части Чуйской впадины и на северном макросклоне хребта Сайлюгем, позволили получить новые данные о плейстоценовом оледенении Чуйской впадины. Согласно взглядам, возобладавшим со второй половины XX столетия [5–7], центральную часть днища Чуйской впадины никогда не занимали ледники. Однако между поселками Кош-Агач и Жанаул в предгорьях хребта Сайлюгем в пределах коренных выступов, сложенных серыми алевролитами и песчаниками ташантинской свиты среднего девона, нами были обнаружены многочисленные эрратические гранитные и гранитогнейсовые валуны до 4 м в поперечнике. Сами выступы сохраняют следы ледниковой шлифовки, и отполированные ледником поверхности зачастую использовались в конце первого тысячелетия до н.э. для наскальной живописи. Моренные отложения перекрываются озерными осадками позднеплейстоценового возраста, на основании чего мы считаем их среднеплейстоценовыми. Макроскопически эти граниты резко отличаются от аляскитовых гранитов, небольшие тела которых прорывают пестроцветные конгломераты, песчаники и кислые эффузивы уландрыкской свиты нижнего девона на правобережье р. Чаган-Бургазы, метаморфизованные песчаники горноалтайской серии верхнекембрийско-нижнеордовикского возраста на левом берегу р. Бураты и вулканиты кислого состава аксайской свиты среднего девона в долине р. Аксай [5]. Кроме того, за исключением долины Чаган-Бургазы, в нижней части северного макросклона хребта Сайлюгем (исследованной нами до долины Аксая включительно) явные следы оледенения отсутствуют. Даже в случае существования ледника в долине Уландрыка, реконструируемого исключительно на основе имитационного моделирования [8], выносимый им моренный материал также не мог содержать обнаруженные нами гранитные и гранитогнейсовые валуны – в верховьях Уландрыка эти породы не установлены.

Массивы биотитовых среднезернистых, иногда гнейсовидных, и лейкократовых порфировидных гранитов досилурийского и последевонского возраста, аналоги которых были обнаружены нами в виде многочисленных валунов в предгорьях хребта Сайлюгем, широко распространены к северу от исследованной территории – в пределах Кокуринской и Джулукульской впадин и их горного обрамления – хребтов Курайского, Чулышманского, Шапшальского, Чихачева и Тапдуайрского массива [9]. По всей видимости, существовавший в этой впадине в среднем плейстоцене ледоем сообщался через низкий водораздел и долину Бугузуна с Кокуринской впадиной, ответвляющейся от Чуйской впадины на северо-востоке. Большая мощность льда и общий уклон поверхности на юг способствовали его распространению вплоть до подножия хребта Сайлюгем. По долине Чаган-Бургазы проходил контакт этого ледникового покрова с обширным предгорным ледником в юго-западной части Чуйской впадины, сформировавшимся при слиянии ледниковых потоков из долин Южно-Чуйского хребта – Чаган-Узуна, Елангаша, Ирбисту, Кок-Узека, Тархаты.

Таким образом, фактический материал, полученный нами в ходе полевых исследований, подтверждает предположение, выдвинутое в первой половине прошлого столетия В.П. Нехорошевым и поддержанное Б.Ф. Сперанским, А.И. Москвитиным и другими, о существовании ледоема в Чуйской впадине. Однако практически полностью льдом впадина покрывалась лишь в среднем плейстоцене, а не в максимум последнего оледенения, имевшего в обрамляющих ее хребтах преимущественно долинный характер. В среднем плейстоцене общий наклон поверхности обеспечивал сток льда через Курайский хребет в Курайскую и Чуйскую впадины, т.е. на юг. В позднем плейстоцене масштабы оледенения Джулукульской впадины были меньше, ледниковый сток на северном макросклоне Курайского хребта приобрел запад-северо-западное направление, и в центре Чуйской впадины следы позднеплейстоценового оледенения не обнаружены. Перетекание позднеплейстоценовых ледников на южном макросклоне Курайского хребта (в пределах Курайской впадины) через правые борта долин, то есть в юго-западном направлении, также указывает на большее поднятие восточной части хребта по сравнению с западной. В целом, различия в характере среднеплейстоценового оледенения на территории Горного Алтая указывают на формирование основных орографических элементов горной системы к этому времени. Однако изменение направления ледникового стока в позднем плейстоцене свидетельствует о неравномерном субширотном поднятии базисной поверхности в межледниковый период.

- [1] Агатова А.Р. Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун ключ к реконструкции истории оледенений Юго-Восточного Алтая // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 6. С. 101–112.
- [2] Высоцкий Е.М. Геоморфология и неотектоника Прителецкого района Северо-Восточного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГ СО РАН, 1997. 16 с.
- [3] Русанов Г.Г. Особенности поздневюрмского оледенения бассейна реки Есконго в Горном Алтае // Известия РГО. 2009. Т. 141, № 5. С. 59–64.
- [4] Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийнокатастрофическая модель. – Томск: Томский университет, 1993. – 252 с.
- [5] Черноморский М.А., Мусиенко З.В., Трифонов Н.П., Раковец О.А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Горно-Алтайская. Листы М-45-XXIII, XXIX. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. – 80 с.
- [6] Окишев П.А. Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность // Вопросы географии Сибири. Вып. 13. Томск: Томский ун-т, 1980. 209. С. 60–87.

- [7] *Зольников И.Д.* Новые данные о четвертичном морфолитогенезе в Чуйской котловине (Горный Алтай) // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 4. – С. 437–449.
- [8] Галахов В.П., Самойлова С.Ю. Моделирование планового положения ледников периода максимума последнего похолодания (по исследованиям в Чуйской котловине) // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 180–181.
- [9] Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XVIII. / Отв. ред. А.В. Ильин. М.: Госгеолтехиздат, 1964.

НОВАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

П.Я. Азимов

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия PAH, pavel.azimov@mail.ru

Существующие классификации минералов и горных пород неоправданно сложны как для студентов, так и для действующих геологов, что препятствует уверенному освоению ими основ геологии. Насущным требованием времени стала разработка более простой и практичной классификации. Попытка такой классификации представлена в настоящем докладе.

В царстве минералов следует выделить четыре минеральных вида: квари, кальцит, пирит и смола. Основным классификационным признаком является блеск. Минералы с металлическим блеском являются пиритом, со смоляным блеском – смолой, остальные минералы – кварцем или кальцитом. Основанием для разделения на кварц и кальцит могут являться спайность или твёрдость минералов. В первом случае кальцит – минерал со стеклянным (алмазным, шелковистым и т.д.) блеском, обладающий спайностью (минеральные разновидности: карбонаты, слюды, гипс), а кварц – минерал со стеклянным блеском без спайности (минеральные разновидности: собственно кварц, гранат). Во втором случае кальцит – минерал со стеклянным блеском, царапаемый стеклом [1], а кварц – царапающий стекло. Однако в настоящее время остаются и нерешённые проблемы классификации. К их числу относится неопределённость окончательного критерия для разделения минералов на кварц и кальцит. Наибольшие трудности возникают при попытке классифицировать полевые шпаты и пироксены, так как при использовании в качестве классификационного критерия спайности они являются разновидностями кальцита, а при использовании твёрдости – разновидностями кварца. Однако, вероятно, более правильным представляется отнесение полевых шпатов к разностям кварца, так как наличие у кварца штриховки является несомненным диагностическим признаком плагиоклаза, по современным сведениям [2] относимого к полевым шпатам.

Горные породы, согласно предлагаемой классификации, следует делить на *гранит, мрамор, базальт, руду, асфальт* и *сланец*. Основной классификационный признак – преобладающие минералы. Гранит сложен преимущественно кварцем, мрамор – кальцитом, базальт – стеклом, руда – пиритом, асфальт – смолой. Чем сложен сланец, неизвестно, но термин желательно не использовать из-за возможных проблем с таможней при пересылке образцов через границу. Отмечу дискуссионность отнесения такой разновидности пород, как габбро, к определённой породе. В литературе одни авторы рассматривают габбро как чёрный гранит, другие же – как чёрный мрамор. Это связано с нерешённостью классификационных проблем для минералов. Действительно, если такие минеральные разности, как пироксены и полевые шпаты, являются разновидностями кварца, то габбро, без сомнения, является гранитом. Если же пироксены и полевые шпаты относятся к разновидностям кальцита, то столь же уверенно габбро должно рассматриваться как разновидность мрамора. Другой неясный случай – хибинит, с недавних пор широко используемый в облицовке зданий (например, на Ладожском вокзале в С.-Петербурге) и именуемый зелёным мрамором или зелёным гранитом. Вероятно, дальнейшие исследования позволят разрешить поставленные проблемы.

Автор благодарит латинский и греческий языки, предоставившие свои слова для названий минералов и горных пород.

^[1] Бетехтин А.Г. Курс минералогии. – М.: Госгеолтехиздат, 1956. – 558 с.

^[2] Штрунц Х., Никель Э. Каркасные силикаты: химико-структурная классификация // Записки ВМО. – 1997. – Ч. 126, № 5. – С. 1–14.

П р и м е ч а н и е р е д а к т о р а: Глоток юмора еще никогда и никому не мешал. Именно поэтому мы решили не отклонять предложенный П.Я. Азимовым материал, несмотря на его явную недоработанность, а к тому же и откровенную половинчатость в решении проблемы упрощения

существующих классификаций. Автор материала, судя по всему, не знаком с наработками многолетней давности профессора В.С. Федоровского, который предложил все породы делить только на круглые и квадратные. И, наверное, не слышал изречения одного выдающегося физика: «Любая классификация – верх научного кретинизма!»

УСЛОВИЯ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА В ЮЖНО-ХАНГАЙСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ ПОЯСЕ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

П.Я. Азимов, И.К. Козаков

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия PAH, pavel.azimov@mail.ru

Расположенный в Центральной Монголии раннедокембрийский Байдарикский блок, сложенный высокоградными метаморфическими породами, отделён от позднерифейского офиолитового комплекса Баянхонгорской зоны (БХЗ) преимущественно метатерригенными породами, подвергшимися региональному метаморфизму повышенных давлений. Этот метаморфический пояс, названный нами Южно-Хангайским, прослеживается с северо-запада на юго-восток вдоль северного края Байдарикского блока на расстояние около 200 км. Метатерригенные породы метаморфизованы преимущественно в низкотемпературной зеленосланцевой фации (ниже изограды биотита), однако вдоль зоны сочленения с БХЗ метаморфизм возрастает, доходя до среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (M₁). На это указывает появление индекс-минералов – граната, ставролита, кианита. Залегающие в парапородах метабазиты (метаморфизованные базитовые дайки) превращены в гранатовые амфиболиты. Метаморфизм Южно-Хангайского пояса происходил в условиях сдвиговых деформаций, на что указывают многочисленные кинематические индикаторы. Деформации происходили синхронно с пиком метаморфизма.

Уровень метаморфизма в целом нарастает с северо-запада к юго-востоку, на что указывает смена зеленосланцевых ассоциаций ставролит- и кианитсодержащими, появление в долине р. Туин-Гол гранатовых амфиболитов, а в долине р. Тацаин-Гол – кианитсодержащих пегматитов и мигматитов. В амфиболитах в районе Тацаин-Гола отмечается клинопироксен, а ставролит в терригенных породах не встречен, что также указывает на возрастание уровня метаморфизма до высокотемпературной амфиболитовой фации. Р-Т условия метаморфизма в зоне амфиболитовой фации определены для пород среднего течения рек Ульдзит-гол и Туин-гол методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU [1] с помощью программы TWQ 2.02b с базой термодинамических данных [2, 3] по ассоциациям Pl+Qtz+Bt+Ms+Grt+Ilm+Rt (р. Ульдзит-гол) и Pl+Qtz+Bt+Ky+Grt+Ilm+Rt (р. Туин-гол). Для парасланцев Ульдзит-гола получены значения 570–620 °C и 8–10 кбар, а для парасланцев Туин-гола – 600–650 °C и 7–8 кбар, что подтверждает нарастание метаморфизма в юго-восточном направлении и свидетельствует об одновременном понижении давления.

В юго-восточной части Южно-Хангайского метаморфического пояса отмечены также проявления метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии (M₂), накладывающегося на парагенезисы кианит-силлиманитового метаморфизма (M₁). Этот метаморфизм достигал уровня высокотемпературной амфиболитовой фации (мигматизированные гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы), а на регрессивной стадии появлялся порфиробластический андалузит. Наложенный андалузит-силлиманитовый метаморфизм приурочен к поздним сдвиговым зонам, секущим структуры раннего (кианит-силлиманитового) метаморфизма.

Возраст метаморфизма определён по синметаморфическим гранитоидам и пегматитам. В Тацаин-гольском фрагменте пояса с ранним метаморфизмом связаны граносиениты и кианитсодержащие пегматоидные граниты, не вовлекающиеся в поздние преобразования. Их U-Pb возраст по цирконам равен 564±5 млн лет и 562±2 млн лет соответственно. Наложенный бучанский (андалузит-силлиманитовый) метаморфизм и сопутствующие ему деформации вовлекают в преобразования более молодые гранитоиды с возрастом 532±9, 547±4 и 546±5 млн лет [4] и 537±6 и 519±9 млн лет (SHRIMP II) [5]. Завершение метаморфизма фиксирует комплекс посткинематических гранитов с возрастом по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U около 490–500 млн лет. Таким образом, ранний (кианит-силлиманитовый) метаморфизм имеет вендский возраст (~500 Ма).

Изотопные и геохимические характеристики интрузивных комплексов свидетельствуют,

что метаморфические преобразования M_1 и M_2 происходили в обстановке активной континентальной окраины, существовавшей в венде и раннем палеозое в обрамлении Дзабханского микроконтинента. Эти процессы происходили параллельно с развитием палеоокеанических комплексов позднерифейско-вендского Баянхонгорского и венд-раннепалеозойского бассейнов Озерной зоны.

Вендский метаморфизм в глубинных сечениях раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии свидетельствует о формировании в это время в палеоокеанической области обрамления микроконтинентов достаточно мощной континентальной коры. В пределах внутренних частей континентальных блоков вендский метаморфизм не проявлен, так как фрагменты раннедокембрийских и позднедокембрийских кристаллических комплексов, представленные на современном эрозионном срезе в Дзабханском микроконтиненте, Тарбагатайском и Сонгинском выступах, не вовлекались в процессы вендского и раннепалеозойского высокотемпературного регионального метаморфизма и сопутствующие деформации. Проявление раннепалеозойского метаморфизма, наиболее интенсивного в обрамлении континентальных блоков, свидетельствует об усилении конвергентных процессов на их границах.

Работа поддержана грантом РФФИ 08-05-00369 и Программой фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique, with petrological applications // Can. Mineral. 1991. V. 29, № 4. P. 833–855.
- [2] Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordiertie, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126, № 1–2. P. 1–24.
- [3] Aranovich L.Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126, № 1–2. P. 25–37.
- [4] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыскова Т.А., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Сугоракова А.М. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2008. – Т. 16, № 4. – С. 14–39.
- [5] Buchan C., Pfander J., Kroner A. Brewer T.S., Tomurtogoo O., Tomurhuu D., Cuningham D., Windley B. Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian orogenic belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor ophiolite zone // Chem. Geol. – 2002. – V. 192. – P. 23–45.

БИОФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий, И.Г. Бараш

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

Формирование осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ), сложенного преимущественно карбонатными отложениями хубсугульской, боксонской серий и их аналогами (горлыкская, араошейская свиты) происходило в пределах единого венд-кембрийского Боксон-Хубсугульского мегабассейна [1]. Аккумуляция осадков в нем осуществлялась до конца среднего кембрия в режиме пассивной окраины без существенных тектонических трансформаций, о чем свидетельствуют датировки комплекса нормальной морской фауны в известняках верхней части чехла (хютенская свита боксонской серии). К концу палеозоя в пределах восточной окраины микроконтинента возникает тектоническая ситуация, нарушающая общую тенденцию развития мегабассейна в едином режиме, в результате которой пространственно обособляются отдельные его части – Боксонская и Горлыкская зоны. Поэтому наиболее полно осадочный чехол ТММ сохранился в его западном обрамлении (боксонская серия), а в восточном – лишь его реликты (горлыкская, араошейская свиты). Выходы фрагментов чехла микроконтинента ориентированы в субширотном направлении вдоль фронтальной части Тункинского покрова и южной границы Гарган-Ильчир-Оспинского выступа фундамента микроконтинента [2].

Осадочный чехол восточной окраины микроконтинента со стратиграфическим несогласием перекрывает фундамент и представлен преимущественно карбонатными отложениями горлыкской и араошейской свит, согласно залегающих на базальных отложениях безымянной и верхнешумакской свит. Горлыкская свита (мощность 2500 м) подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Нижняя – доломитовая, с редкими маломощными прослоями карбонатных мелкогалечных конгломератов, содержит фитолиты, слабо фосфатизирована; в средней подсвите, на фоне преобладания доломитов с органогенными постройками из столбчатых строматолитов и микрофитолитов, встречаются прослои светло-серых известняков, серых кварцевых песчаников, углисто-алевритистых и высокоглиноземистых сланцев; верхняя подсвита в основании представлена рассланцованными доломитами, тальк-доломитовыми сланцами, которые к кровле перекрываются доломитами с кремнистыми конкрециями.

Реконструкция исходного состава карбонатных отложений горлыкской свиты и оценка геодинамического режима осадконакопления позволили выявить фациальные обстановки их седиментации, в пределах шельфовой зоны – мелководную, зону отмелей и более глубоководную, отвечающую зоне волнений и течений. Мелководный тип разреза характерен для всех изученных разрезов горлыкской свиты по всей субширотной полосе ее выходов. Существенно глубоководный тип разреза встречается только в районе верховьев р. Саган-Сайр и среднего течения р. Шумак [3].

Мелководный тип разреза в бассейне р. Шумак представлен известковистыми доломитами, брекчиевидными доломитами с маломощными прослоями сланцев. По исходному составу это обломочные и органогенные карбонаты с окремненными структурами строматолитового и микрофитолитового типа. Текстурные признаки – отсутствие слоистости, текстуры биотурбаций, микротрещины усыхания. Отложениям этого типа разреза присуща фосфатная минерализация без морфологических обособлений. Палеонтологическая характеристика мелководного разреза меняется от фитолитовой (строматолиты и микрофитолиты) до комплекса известковых водорослей Renalcis sp., Epiphyton sp., Katangasia sp. [4]. Юдомский комплекс строматолитов представлен следующими группами: Linella, Boxonia, Collumnaefacta, Stratifera. Типичными представителями IV юдомского комплекса микрофитолитов являются многочисленные формы из группы Vesicularites – V. bothrydioformis, V. lobatus и др. Широко распространены представители групп: Volvatella, Nubecularites, Osagia, Vermiculites [5]. Относительно глубоководный тип разреза (зона волнений и течений) представлен известковистыми доломитами с подчиненным количеством доломитов, известняков, карбонатных брекчий, карбонатных сланцев, иногда оталькованных с примесью магнезита. Исходный состав пород – обломочные карбонаты алевритовой размерности. Отложениям присущ комплекс мелководных слоистых текстур – от пологоволнистой до горизонтальной (пологоволнистая, прерывистая, линзовидно-полосчатая, мелкая волнистая). Присутствие однонаправленной косой слоистости и текстур оползания позволяет сделать вывод о формировании их в зоне влияния донного течения с уклоном поверхности седиментации. Для карбонатов этого типа разреза характерно отсутствие признаков фосфатоносности, микропроблематики, реликтов водорослей. Палеонтологически разрез охарактеризован типичной нижнекембрийской фауной: мелкими трилобитами, спикулами губок, брахиоподами, обломками археоциат.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-01003), интеграционных проектов СО РАН ОНЗ-10.3. и 6.6.

- [1] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 554–565.
- [2] *Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.* Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 192–204.
- [3] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 142 с.
- [4] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.
- [5] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, 2000. 320 с.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РИФТОГЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ КАМАРСКОГО ХРЕБТА (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА)

В.С. Антипин, С.И. Дриль, В.С. Чуканова

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

Базальтовый вулканизм, пространственно тяготеющий к Байкальской рифтовой системе (БРС), является предметом постоянного внимания исследователей. К настоящему времени накоплен значительный материал по вещественному составу базальтов наиболее крупных ареалов вулканизма: Витимского плоскогорья, хребтов Удокан и Хамар-Дабан, Тункинской долины, Восточного Саяна [1, 2]. Широкие вариации химизма пород, многостадийность и значительная протяженность во времени вулканического процесса, обусловливающие необходимость пространственных корреляций и сопоставлений для выяснения общей картины петрогенезиса в пределах БРС, делают необходимым дальнейшее изучение вещественного состава базальтов и в первую очередь – их изотопно-геохимических особенностей.

В пределах Камарского хребта, в 10–20 км к юго-западу от г. Слюдянка, широко развиты останцы «вершинных» базальтовых покровов неогенового возраста [2]. Среди изученных базальтов выделяются две группы пород: 1) разности, содержащие лерцолитовые нодули, включения черных пироксенитов, мегакристы ортопироксена, которые слагают некк в верховьях р. Сухой [1]; 2) разности, не содержащие глубинных включений или минеральных мегакристовых ассоциаций. Первая группа базальтов относится к породам щелочной калий-натриевой серии (ЩБ), тогда как вторая группа – к калий-натриевой субщелочной серии (СЩБ).

По соотношениям нормативных минералов ЩБ являются оливиновыми базанитами и содержат от 3.5 до 11.2 % нормативного нефелина, а среди СЩБ выделяются как оливиновые базаниты (0.2–4.1 % нормативного нефелина), так и оливиновые толеиты с нормативным гиперстеном (2.6–20.2 %). По своим геохимическим признакам обе рассматриваемые группы базальтов вполне типичны для вулканитов БРС и характеризуются высокими содержаниями крупноионных литофильных и высокозарядных элементов, а также Sn, F. Тем не менее ЩБ оказываются систематически обогащенными этими элементами в 1.5–2.0 раза по сравнению с СЩБ. Это подтверждается заметно различными уровнями накопления редких земель в породах, а также разной степенью фракционированности их редкоземельных спектров (La/Yb 15.0–24.7 в ЩБ и La/Yb 10.0–13.7 в СЩБ). Щелочные базальты более дифференцированы (Mg#=0.44–0.57) по сравнению с субщелочными разностями (Mg#=0.57–0.61), с чем связаны более низкие содержания Ni, Co, Cr, V в первых по сравнению со вторыми.

Для уточнения природы магмогенерирующих субстратов для ЩБ и СЩБ были рассчитаны модели равновесного немодального плавления примитивных шпинелевых, метасоматически обогащенных (амфиболизированных) шпинелевых и примитивных гранатовых лерцолитов (рис. 1). Составы как ЩБ, так и СЩБ попадают в поле плавления метасоматически обогащенного шпинелевого лерцолита, тяготея к тренду плавления умеренно обогащенного субстрата, содержащего 1–2 % модального амфибола (тренд IV на рис. 1).

Вариации величин ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(0) и Ba/Nb в ЩБ и СЩБ сходны (рис. 2) и совпадают с полем вариаций составов внутриплитных базальтов, проявленных в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в неогеновое – четвертичное время. Все эти типы базальтов характеризуются незначительными вариациями величины Ba/Nb при заметной изменчивости изотопного состава стронция, что связывается с процессом взаимодействия вещества деплетированных доменов мантии и обогащенным мантийным источником типа ЕМ I [7].

Для поля составов внутриплитных базальтов палеозойско-мезозойского возраста ЦАСП намечается обратная тенденция (рис. 2) – широкие вариации Ва/Nb при умеренной изменчивости ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(0). Аналогичная тенденция свойственна островодужным базальтам, формирующимся при плавлении деплетированного мантийного субстрата, метасоматизированного



Рис. 1. Положение составов субщелочных (1) и щелочных (2) базальтов Камарского хребта на диаграмме La/Yb-**Уb.** Тренды немодального равновесного плавления примитивного гранатового лерцолита (GrLc, тренд VIII); примитивного шпинелевого (SpLc, тренды I, II, III) и метасоматически обогащенного шпинелевого (HbLc, тренды IV, V) лерцолита рассчитаны с использованием различных величин коэффициентов распределения [3, 4] и при различных модальных составах источников. Для примитивной мантии принимался теоретический средний состав [5] и состав лерцолита Ib/8 [6], а для метасоматически обогащенной - составы Іа/236, Іа/412 [6]. Векторами в правом верхнем углу диаграммы показано изменение состава расплава при фракционировании 50 % кристаллической фазы: оливина (Ol), клинопироксена (CPx), ортопироксена (OPx) и плагиоклаза (Pl).



Рис. 2. Ва/Nb – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr вариационная диаграмма для субщелочных (1) и щелочных (2) базальтов Камарского хребта. С использованием многочисленных литературных данных на диаграмме показаны поля палеозойско-мезозойских и неоген-четвертичных внутриплитных базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), а также составов базальтов островных дуг (IAB).

воздействием на него субдукционного флюидного компонента. Нельзя исключить, что выплавление базальтовых расплавов палеозойско-мезозойского этапа ЦАСП происходило при участии мантии, модифицированной древними субдукционными процессами. Таким образом, могут быть намечены два типа мантийных источников, определявших состав внутриплитных базальтоидов ЦАСП. В палеозойское и мезозойское время в источнике расплавов существенную роль играл мантийный субстрат, метасоматизированный древними субдукционными процессами, а в неогеновое и четвертичное время базальтовые расплавы, включая и вулканический ареал Камарского хребта, генерировались деплетированным и обогащенным (ЕМ I) мантийными источниками.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке проекта НК 545 П.7, интеграционного проекта СО РАН – Тайвань № 143, интеграционного проекта ОНЗ 9.3, интеграционного проекта СО РАН – ДВО РАН №13.

- [1] Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1990. 158 с.
- [2] Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 274 с.
- [3] Irving A.J. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning // Gechim. et Cosmochim. Acta. – 1978. – V. 42. – P. 743–770.
- [4] *Henderson P*. General geochemical properties and abundances of the rare earth elemens // Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry. 2. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ., 1984. P. 1–29.
- [5] McDonough W.F., Frey A.F. Rare earth elements in upper mantle rocks // Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy. – 1989. – V. 21. – P. 99–139.
- [6] Stosh H.G., Seek H.A. Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany // Geochim et Cosmochim. Acta. – 1980. – V. 44. – P. 457–470.
- [7] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 1. – С. 3–34.

СТРАТИГРАФИЯ И КОНОДОНТЫ ПАЛЕОЗОЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.А. Аристов*, Ю.П. Катюха**, О.Р. Минина***, С.В. Руженцев*

*Москва, Геологический институт РАН **Улан-Удэ, Бурятгеоцентр ***Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Удино-Витимская складчатая система занимает внутренние части Бурятского Забайкалья. Она включает три структурно-формационные зоны: Еравнинскую, Икат-Багдаринскую и Турка-Курбинскую (рисунок). Объединяющим их признаком является присутствие здесь средне- и верхнепалеозойских отложений. При решении стратиграфических вопросов использовались определения разнообразных органических макро- и микроостатков. Особое внимание уделялось поискам конодонтов в карбонатных толщах. Конодонты в палеозойских отложениях в регионе редки и, как правило, плохой сохранности. Ниже дается возрастное обоснование литолого-стратиграфических подразделений по зонам.

В Еравнинской зоне к палеозою отнесены карбонатные, терригенные и вулканогенные отложения олдындинской свиты. Из ее состава нами выделена ульзутуйская толща (D-C₁), включающая три подтолщи: еравнинскую, кыджимитскую, левоолдындинскую. К олдындинской свите отнесены известняки (Є₁) и разнообразные вулканиты (базальты, андезиты, дациты, риолиты) ($C_1 - O_2$). Ульзутуйская толща несогласно, с базальным конгломератом, залегает на нижнекембрийских отложениях. На водоразделе ручьев Ульзутуй – Известковый (высота 1237.9) археоциатовые известняки перекрыты еравнинской подтолщей (до 200 м) известковистых кварцевых песчаников и известняков. В известняках содержатся конодонты Pandorinellina postexcelsa Wang et Ziegl., P. cf. exigua philippi Klapp., P. steinhornensis steinhornensis (Ziegl.), Polygnathus sp. (D₁e; т.р.-301/2). Северо-западнее такая же толща залегает на нижнекембрийских вулканитах. Она содержит конодонты Panderodus cf. unicostatus Br. et Mehl (S-D₂; т. Р-275/1, высота 1350.1). По правобережью р. Джидоттой (правый приток Витима, выс. 985.5) песчанистые известняки содержат конодонты Pandorinellina ex. gr. steinhornensis (Ziegl.), Panderodus sp., Ozarkodina sp. (S₂-D₁; т.-310/5, 53°08' 38.9"с.ш. 112°57' 09.5" в.д.). Выше терригеннокарбонатной толщи, в районе Ульзутуя, расположены андезитовые, дацит-риолитовые туфы, вулканомиктовые песчаники, реже плагиопорфириты, фельзиты, содержащие линзы органогенно-обломочных известняков кыджимитской подтолщи, откуда собраны остатки тентакулитов, брахиопод, криноидей, мшанок и кораллов (D- C_1). Остатки девонских тентакулитов, мшанок и кораллов были собраны также в бассейне среднего течения р. Кыджимит (ручьи Сосновский и Хортяк). Левоолдындинская подтолща (олистостромовая) выделяется в верхнем течении р. Левая Олдында и на междуречье Ульзутуй – Известковый. Возраст ее пока однозначно не определен. По имеющимся данным (тентакулиты, строматопоры, водоросли, мшанки, миоспоры) предполагается верхнедевонско-нижнекаменноугольный интервал.

Таким образом, среднепалеозойский разрез Еравнинской зоны включает три подтолщи: нижнюю, еравнинскую – терригенно-карбонатную (S_2 - D_2), среднюю, кыджимитскую – терригенно-вулканогенную (D_1 - D_3), верхнюю, левоолдындинскую – олистостромовую (D_3 - C_1). Данные палинологического анализа подтверждают этот вывод.

Икат-Багдаринская зона. Палеозойские отложения представлены здесь тремя комплексами: ороченским, точерским и багдаринским. Основание ороченского не вскрыто. С докембрийскими породами он повсеместно имеет тектонические контакты. Его разрез включает отложения трех толщ, образующих непрерывный разрез (снизу вверх): ороченской (тилимской) свиты, образованной доломитами; нижнеякшинской подсвиты – известняки с прослоями песчаников и алевролитов, верхнеякшинской подсвиты – граувакковый флишоид. Палеонтологически охарактеризованы все стратоны. В ороченской свите установлены конодонты, криноидеи, строматопоры, комплекс водорослей, позволяющие датировать ее нижним и средним девоном.





Схема тектонической зональности Западного Забайкалья.

 1 – Сибирская платформа; 2 – Байкало-Муйский пояс;
3 – Прибайкальский метаморфический пояс; 4 – Селенгино-Становой пояс; 5 – Уакит-Кадарский пояс; 6 – Баргузинский пояс; 7 – Амалатская глыба; 8–10 – зоны Удино-Витимской системы: 8 –Еравнинская, 9 – Икат-Багдаринская, 10 – Турка-Курбинская; 11 – участки работ, рассматриваемые в статье: 1 – Джидоттойский, 2 – Еравнинский, 3 – Олдындинский, 4 – Кыджимитский, 5 – Багдаринский, 6 – Точерский, 7 – Ямбуйский.

В верхнеякшинской подсвите определены мшанки, строматопоры, комплекс миоспор верхнего девона – нижнего карбона. Наиболее представительный материал получен из нижнеякшинской подсвиты. В бассейне р. Багдарин из известняков выделены: Spathognathodus sp. (D; т.-2028.1; ручей Большой Киро), Palmatholepis cf. triangularis Sann. (D₃fm₁; T.-3007.1; ручей Крутой), Scaliognathus cf. anchoralis Br. et Mehl (предположительно С₁t₂; т.-120/3; ручей Полютовский). На водоразделе ручьев Сивокон и Сиво с контакта ороченской свиты и нижнеякшинской подсвиты выделен конодонт Mesotaxis asymmetricus Bisch. et Ziegl. (D₃f₁; т.-4524/2), что позволяет определить здесь возраст нижнеякшинской подсвиты в интервале D₃f₁-C₁t. Соответственно, ороченскую свиту мы относим к S-D₂, а верхнеякшинскую подсвиту – к D₃-C₁, допуская скользящий характер границы нижне- и верхнеякшинских отложений.

В бассейне рек Точер и Инок наблюдается следующая картина. В структурном отношении это антиклиналь, ядро которой образовано биогермными

(кораллово-мшанково-водорослевыми) доломитами ороченской (давыкшинской) свиты. Выше залегает толща переслаивающихся нижнеякшинских известняков и сланцев, откуда выделен конодонт Panderodus sp. (O_2 - D_2) и тентакулиты (S-D). В верхнем течении р. Караталы в известняках давыкшинской свиты найдены ругозы (S-D) и выделен конодонт Latericriodus sp. (D_1 - D_2 ef). Эти данные в целом укладывается в указанную выше схему.

Точерский комплекс представлен мощной толщей граувакк точерской свиты, залегающих несогласно, с базальным конгломератом, на докембрийских породах. Разрез свиты изучался нами в бассейне р. Ауник (левый приток Багдарина). Результаты наших исследований были опубликованы ранее [1]. Поэтому сейчас мы лишь отметим, что из прослоев песчанистых известняков в граувакках выделены конодонты, соответствующие франскому, фаменскому и турнейскому уровням.

Багдаринский комплекс сложен пестроцветной существенно терригенной багдаринской свитой. Возраст свиты по остаткам высших растений, водорослям, криноидеям, кораллам, мшанкам определен в интервале верхнего девона – среднего карбона [1].

Турка-Курбинская зона изучалась в бассейне р. Ямбуй. Стандартный разрез палеозойских отложений сводится здесь к следующему (снизу – вверх). Андреевская свита (Pt₃) представлена терригенным флишоидом с известняками, перекрытыми археоциатовыми доломитами и доломитистыми известняками нижней подсвиты курбинской свиты (\mathcal{C}_1), выше которой структурно залегают мергели и известняки верхнекурбинской подсвиты (\mathcal{C}_1). Пановская свита сложена толщей ритмично наслоенных алевролитов и мелкозернистых песчаников, содержащих линзы оолитовых и органогенно-обломочных известняков. Зумбуракская свита (\mathcal{E}_{2-3}) – черносланцевая толща с линзами битуминозных известняков; Ямбуйская свита (\mathcal{E}_{3} -O₁?) – красноцветная или пестроцветная терригенная молассоидная толща, содержащая линзы существенно гранитных конгломератов. Указанный разрез, образующий погружающуюся к юго-востоку моноклиналь, считается непрерывным и рассматривается как типовой для Забайкальского кембрия.

Наша интерпретация этого разреза сводится к следующему. Мы полагаем, что разрез представляет собой комбинацию тектонических чешуй. Новые данные по датировке слагающих их пород могут быть представлены в следующем виде. Из верхнекурбинских известняков, залегающих непосредственно на археоциатовых слоях, выделен хорошо сохранившийся конодонт Semiacontiodus cornuformis (Sergeeva) (определение С.В. Дубининой, ГИН РАН), т.-2184; 53°07 09.2["]с.ш., 109°50['] 31.8["] в.д.), указывающий на среднеордовикский возраст. Карбонатносланцевый горизонт содержит конодонты трех возрастных уровней: пограничный интервал живета – франа – Ancyrodella binodosa Uyeno, Mesotaxis cf. falsiovalis Sand., Ziegl. et Bult., Icriodus sp. Polygnathus sp., а также тентакулиты, серпулиды (т. 042-1; 53°06 05.4 с.ш., 109°50 45.4 в.д.); D₃f₂ – Ancyrodella ex. gr. nodosa Ulr. et Bassl., Polygnathus sp. (т. 039-1; 53°05' 58.3"с.ш., 109°50' 46.1" в.д.); D₃fm – Palmatolepis sp. (фаменского облика), Icriodus sp. (т. 040; 53°06 03.1"с.ш., 109°50'43.5" в.д.). Соответственно терригенную толщу пановской свиты мы относим к D₃-C₁. В известняках свиты ранее были найдены трилобиты среднего и верхнего кембрия, а нами собраны остатки тентакулитов (S-D), мшанок (O₂-P), табулят (O₂-S₁), ругоз (D₁₋₂), гелиолитид (O₃-D₂), криноидей (не древнее O), водорослей (O₃ ash., D C). Эти данные указывают на смешанный характер комплекса органических остатков [2]. Мы полагаем, что они переотложены в обломочных известняках, образующих линзы среди терригенных отложений. Палинологические данные подтверждают каменноугольный возраст пановской свиты.

В заключение отметим следующее. 1. В Удино-Витимской системе представлены разнообразные в формационном отношении отложения (S- C₁). 2. В Еравнинской зоне, наряду с терригенно-карбонатной еравнинской подтолщей (S₂-D₂), распространены эпикластовые отложения кыджимитской (D₂₋₃), а также микстит-олистостромовые образования левоолдындинской (D₃-C₁) подтолщи. В Икат-Багдаринской и Турка-Курбинской зонах наряду с карбонатными, часто биогермными отложениями (S₂?-D₂) широко представлен граувакковый флишоид, время начала формирования которого определяется достаточно точно: рубеж живета и франа. Таким образом, начиная с франского века на территории большей части Удино-Витимской системы происходит становление крупного грауваккового прогиба.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00409).

- [1] Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха Ю.П. Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. – С. 38–41.
- [2] Минина О.Р., Катюха Ю.П., Ветлужских Л.И. Новые данные о возрасте отложений Ямбуйского ксенолита (Удино-Витимская зона, Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 20–22.

РОДИНИЯ: О ЧЕМ ГОВОРЯТ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ?

М.Л. Баженов, Н.М. Левашова

Москва, Геологический институт РАН, mibazh@mail.ru; namile2007@rambler.ru

Выдвинутая более двух десятилетий назад концепция позднепротерозойского суперконтинента Родиния сейчас нередко рассматривается как доказанный факт, о чем, например, свидетельствует победительный дух специального выпуска журнала Precambrian Research в 2008 г. Однако имеются альтернативные точки зрения, но общему оптимизму это, похоже, не мешает. Одним из красугольных камней Родинии является палеомагнетизм: совокупность палеомагнитных полюсов по отдельным кирпичикам – составляющим суперконтинента [1]. Правда, сами палеомагнитологи отнюдь не проявляют избыточного оптимизма по поводу Родинии в целом и деталей ее палеогеографии, что явно вычитывается из обзорных работ примерно десятилетней давности [2, 3]. Но с той поры проведены новые палеомагнитные исследования, и нам показалось важным и интересным посмотреть, насколько этот пессимизм остается оправданным десять лет спустя. Мы провели анализ надежности и согласованности палеомагнитных данных с возрастом от 1200 до 700 млн лет - от «задолго до образования Родинии» вплоть до «явно после ее распада». При этом оценивалось ТОЛЬКО то, что непосредственно относится к палеомагнитным данным (точность датировки пород, статистика, качество размагничивания и т.п.); НАМЕРЕННО не делалось НИКАКИХ попыток сопоставить палеомагнитные и геологические данные. Результаты нашего анализа и будут предложены вашему вниманию для обсуждения.

- [1] Li Z.X., Bogdanova S.V., Davidson A., Collins A.S., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. – 2008. – V. 160. – P. 179–210.
- [2] *Meert J.G., Powell C.M.* Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume // Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 1–8.
- [3] *Meert J.G., Torsvik T.H.* The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 261–288.

РИФЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЭТОЙ ТЕРРИТОРИИ

С.Ю. Беляев

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

Многочисленные публикации нескольких последних десятилетий показывают, что основными генераторами углеводородов в чехле Сибирской платформы (Северо-Азиатского кратона) являются обогащенные органическим веществом рифейские породы. Залежи углеводородов в вышележащих толщах венда или нижнего палеозоя связаны исключительно или в очень большой мере с рифейским органическим веществом. К сожалению, непосредственно в обнажениях или в керне скважин эти образования могут изучаться не в столь уж многочисленных случаях. Обнажены они в пределах Игарско-Туруханского поднятия и Енисейского кряжа (Енисейский складчатый пояс) и Байкало-Патомского нагорья, а также вскрыты в немногочисленных скважинах на Байкитской антеклизе и ее склонах и в еще более редких скважинах на северо-западе Сибирской платформы, вблизи Енисей-Хатангского регионального прогиба.

На левобережье Енисея, в западной части Северо-Азиатского кратона, рифейские отложения вообще достоверно не известны (новейшими скважинами «Восток» вскрыты только вендские отложения).

Именно поэтому основными методами обнаружения и картирования рифейских образований до сих пор остаются геофизические. К настоящему времени на этих территориях (включая левобережье Енисея) существует разветвленная сеть региональных сейсмических профилей (рисунок). Наиболее известен профиль (геотраверс) «Батолит», пересекающий в широтном направлении западную часть Сибирской платформы на широте Енисейского кряжа, Енисейский кряж и восточную часть Западно-Сибирской геосинеклизы. Версий геологической интерпретации этих профилей существуют десятки. Большинство версий принадлежит исследователям из СНИИГГиМСа, ОАО «Енисейгеофизика» и ИНГГ СО РАН. Существуют модели, рассматривающие чаще всего отдельные сейсмические профили или их фрагменты.

В результате геологической интерпретации сейсмических профилей рифейские образования закартированы на значительной части территории юго-запада Сибирской платформы. Еще раз подчеркнем, что площади и контуры областей распространения рифейских образований, а также их мощности значительно различаются в версиях, предложенных разными исследователями. Однако большинство исследователей сходятся во мнении, что максимальные мощности рифейских образований составляют 4–6 км. Дискутируются также вопросы о стратиграфическом диапазоне, вещественном составе и взаимоотношениях рифея с подстилающими и перекрывающими толщами.

Таким образом, можно констатировать, что в западной части Сибирской платформы (Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция) в основании осадочного чехла присутствует достаточно мощная (до нескольких километров) толща рифейских отложений, отдельные уровни которых аномально обогащены органическим веществом. Объемы генерированных этими отложениями углеводородов, по мнению многих исследователей (например [2]), не только достаточны для формирования уже открытых месторождений с их оцененными запасами, но и подтверждают перспективу открытия новых залежей. Это может быть еще более актуальным, если принять во внимание точку зрения некоторых исследователей о возможности латеральной миграции углеводородов, генерированных рифейскими породами Енисейского кряжа на восток, в пределы Байкитской антеклизы.

В многочисленных публикациях доказывается, что на левобережье Енисея на значительной территории распространены позднедокембрийско-палеозойские толщи, очень похожие на чехол Сибирской платформы или аналогичные ему. Выделена и обоснована Предъенисейская



Схема изученности западной части Сибирской платформы и восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы региональными сейсмическими исследованиями (по [1]). *1* – граница Западно-Сибирской геосинеклизы и Сибирской платформы (граница сплошного распространения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла); *2* – геотраверсы (подписаны) и профили дифференциального сейсмического зондирования.

нефтегазоносная субпровинция. Бурением подтверждена эта точка зрения. Вскрыт разрез до венда включительно. На сейсмогеологических разрезах, представляемых разными исследователями, под вендским комплексом на левобережье Енисея показан мощный рифейский разрез. Однако бурением он не подтвержден. Вероятно, именно поэтому в некоторых моделях вендский комплекс здесь залегает непосредственно на кристаллическом архей-протерозойском фундаменте.

Возможно, эта точка зрения все же ошибочна. Аргументы следующие. Корреляция отражающих горизонтов на сейсмических разрезах показывает, что единый сейсмокомплекс, вендский возраст верхов которого подтвержден бурением, существенно, на несколько километров, увеличивается в мощности в восточном направлении, при приближении к Енисейскому кряжу. Верхи этого комплекса сопоставляются и коррелируются с вендскими отложениями чехла Сибирской плаформы, которые отличаются удивительной выдержанной мощностью по латерали. Левобережье и правобережье Енисея в венде были единым бассейном осадконакопления, и значительное увеличение мощности накапливающихся отложений западнее Енисейского кряжа (в современных координатах) объяснить невозможно. Таким образом, рифейский возраст отложений, подстилающих вендские, более чем вероятен. Это скорее всего аналоги рифейских толщ Сибирской платформы и Енисейского кряжа, аномально обогащенные органическим веществом, которые и генерировали углеводороды при достижении ими необходимых термобарических условий. Это подтверждается еще и тем, что нафтиды, обнаруженные при бурении скважин, по геохимическим параметрам соответствуют докембрийским нафтидам и по углеводородам-маркерам очень похожи на нефти Юрубчено-Тохомской зоны [3].

Таким образом, на сегодняшний момент можно констатировать широкое распространение рифейских, обогащенных органическим веществом образований как в западной части Сибирской платформы (Лено-Тунгусская провинция), так и на крайнем западе Северо-Азиатского кратона (левобережье Енисея, Предъенисейская субпровинция), что свидетельствует о высокой нефтегазоперспективности этой территории.

- [1] Сальников А.С. Сейсмогеологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. – 131 с.
- [2] Филипцов Ю.А., Старосельцев В.С. Рифейские прогибы основные источники нефти и газа в западной части Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 2009. № 6. С. 40–56.
- [3] Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Буришейн Л.М., Вальчак В.И., Детков В.А., Ефимов А.С., Каштанов В.А., Конторович А.А., Хоменко А.В. Предъенисейская нефтегазоносная область – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ВНИИОЭНГ, 2006. – № 5–6. – С. 9–23.

УСЛОВИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

С.А. Борняков

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Выполнено экспериментальное воспроизведение модели «stick-slick» [1] для изучения условий проявления импульсных смещений в системе двух динамически взаимодействующих блоков, их периодичности, вариаций сброшенных при подвижках напряжений и влияния на перечисленные параметры тригерных механизмов. Использованная модельная система в природных условиях соответствует периодической сейсмической активизации разлома за счет динамического взаимодействия активного и пассивного приразломных блоков по магистральной плоскости его сместителя.

Схема экспериментальной установки для воспроизведения модели «stick-slip» приведена на рисунке. Основными её рабочими элементами являются два жестких разновеликих блока из пенопласта. Нижний активный блок (2), имитирующий активное крыло разлома, жестко соединенный со штампом, приводимым в движение электроприводом (1), двигался с постоянной скоростью, увлекая за собой лежащий на нем верхний пассивный блок (3), имитирующий пассивное крыло разлома за счет наличия трения на их контакте. Блоки имели горизонтальные размеры 0.4×0.8 м и 0.125×0.2 м и площади S₂=0.32 м² и S₃=0.25 м² соответственно. Верхний блок был соединен с тензодатчиком силы (4), закрепленным на упругой пластине из рессорной стали (5). Последняя, обладая упругостью, обеспечивала импульсную возвратную подвижку второго блока, когда возрастающая при её изгибе нагрузка, фиксируемая тензодатчиком (P₁), достигала уровня, достаточного для преодоления силы трения на межблоковом контакте. Эта предельная нагрузка P_{1 тах} принималась за количественную характеристику сдвиговой прочности межблокового контакта. Динамика поступательно-возвратных движений пассивного блока регистрировалась тензодатчиком смещений (6). Показания тензодатчиков 4 и 5 снимались с заданной дискретностью и записывались регистратором (7).

Проведено пять серий экспериментов. В первых трёх сериях изучалось влияние прочности межблокового контакта и скорости деформирования на повторяемость и амплитуду импульсных подвижек пассивного блока, а также уровень сброшенной при их реализации нагрузки ($\Delta P_{\rm T}$). Скорость деформирования изменялась на один порядок от одной серии экспериментов к другой и составляла 10^{-5} , 10^{-4} и 10^{-3} м/с. В пределах серии от эксперимента к эксперименту возрастала прочность межблокового контакта за счет увеличения груза (P) на блоке 3 с дискретностью 2 кг от 2 до 14 кг. В четвертой и пятой сериях экспериментов изучалось влияние на перечисленные выше параметры двух тригерных механизмов. Первый был представлен импульсным воздействием падающего на активный блок 2 с высоты 0.3 м стального шарика весом 0.2 кг, второй – резким снижением прочности межблокового контакта путем быстрого удаления 5 % груза P с блока 3. Во всех экспериментах триггерное воздействие на взаимодействующую систему блоков осуществлялось в тот момент, когда нагрузка на тензодатчике приближались к максимальному критическому уровню $P_{\rm T max}$.

Эксперименты показали, что деформационный процесс развивается циклично. В пределах одного цикла нагрузка медленно возрастает до некоторой максимальной величины $P_{\tau max}$, после чего резко снижается до некоторого минимума $P_{\tau min}$ за счет реализации импульсной подвижки. Повторяющиеся во времени циклы лежат в пределах коридора значений этих максимальных и минимальных нагрузок. Его ширина соответствует величине сброшенной нагрузки ($\Delta P_{\tau} = P_{\tau max} - P_{\tau min}$), зависящей, в свою очередь, от граничных условий эксперимента. При увеличении нагрузки Р и скорости перемещения активного блока V абсолютные значения $P_{\tau max}$ и $P_{\tau min}$ в среднем возрастают более чем на десятичный порядок, а сброшенные нагрузки при этом увеличиваются весьма незначительно. Скорость роста нагрузки ΔP_{τ} на тензодатчике в рамках отдельного эксперимента определяется скоростью поступательного движения пассивного блока 3 при его транзите на активном блоке 2. При весьма слабой зависимости сброшенной нагрузки



Схема экспериментальной установки.

от граничных условий эксперимента интенсификация накопления напряжений в упругой пластине 5 (рисунок) при увеличении скорости движения блока 2 неизбежно влечет за собой активизацию процесса их разгрузки через рост количества импульсных подвижек блока 3. Увеличение скорости V способствует сокращению временного интервала между подвижками (ΔT), тогда как увеличение нагрузки P, напротив, сопровождается его ростом. Наибольший отклик ΔT на изменение нагрузки P характерен для минимального из трех использованных в экспериментах скоростных режимов. При этом существуют некоторые пороговые значения P, за которыми вид связи $\Delta T = f(P)$ меняется с прямого на обратный.

Из всех полученных в экспериментах полных исходных записей поступательно-возвратных смещений были выбраны все разномасштабные амплитуды импульсных возвратных подвижек, и для них методом максимального правдоподобия рассчитаны углы наклона графика повторяемости (β). Полученные результаты показали закономерное уменьшение параметра β по мере роста нагрузки Р.

Любое триггерное влияние на деформационный процесс способствует увеличению сброшенных нагрузок ΔP_{τ} более чем в два раза, по сравнению с их значениями, зафиксированными в экспериментах, свободных от внешнего воздействия. При этом отчетливо просматривается тенденция усиления отклика нагружаемой системы с ростом прочности межблокового контакта, регулируемого нагрузкой Р.

Выполненное экспериментальное воспроизведение модели «stick-slip» позволило получить новые данные, отражающие особенности проявления импульсных подвижек в системе двух динамически взаимодействующих блоков, их периодичности, вариаций сброшенных при подвижках нагрузок и влияния на них триггерных эффектов.

Эксперименты показали, что деформационный процесс реализуется периодическими циклами в пределах нормированного коридора значений максимальных $P_{\tau max}$ и минимальных P_{τ} min значений нагрузок. Временной интервал повторяемости импульсных подвижек определяется скоростью деформирования V и уровнем нагрузки P, действующей по нормали к плоскости межблокового контакта.

Из результатов экспериментов следует, что величина сброшенных при импульсных подвижках напряжений слабо зависит от граничных условий экспериментов, свободных от внешнего триггерного воздействия. Последние, в случае их проявления, нарушают периодичность деформационного процесса и способствуют увеличению амплитуд импульсных подвижек и сброшенных нагрузок ΔР_т более чем в два раза.

Угол наклона графика повторяемости амплитуд импульсных смещений для всех скоростных режимов деформирования связан обратной зависимостью с максимальными нагрузками P_т _{max}. Это согласуется с мнением других исследователей о возможности использования вариаций угла наклона графика повторяемости землетрясений для опосредованной количественной оценки изменения напряженного состояния сейсмоактивных участков литосферы, а следовательно, и для характеристики протекающих в ней диссипативных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках проектов Отделения наук о Земле РАН (ОНЗ-7.7) и госконтрактов 02.740.11.0446, 14.740.11.0411.

^[1] Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as a mechanism for earthquake // Science. – 1966. – V. 153. – P. 990–992.

ПАЛЕОЗОЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В.В. Булдыгеров

Иркутск, Иркутский государственный университет, buldygerov@irk.ru

Начало палеозойской истории на севере Байкальской горной области приходится на конец венда, когда после интенсивной позднепротерозойской тектономагматической активности в регионе установились платформенные условия. Мелководный бассейн из района Сибирской платформы постепенно распространился на всю территорию Байкальской горной области. В её северной части вначале возникли мелкие впадины, в которых накапливались груботерригенные отложения преимущественно кварцевого состава мощностью первые метры. Вверх по разрезу, по мере расширения впадин и их слияния друг с другом, они через переслаивание сменялись песчано-алевролито-аргиллитовыми, а затем аргиллито-мергелисто-доломитовыми отложениями. Эти отложения объединены в мамаканскую серию мощностью от метров (южный склон г. Кирон) до первых сотен метров (на севере Северо-Муйской глыбы). Её возраст определяется как поздневендский. Кое-где мощность аналогов мамаканской серии превышает 1000 м (тукаломийская свита). Выше согласно залегает карбонатная янгудская серия и её аналоги мощностью более 1000 м. По палеонтологическим данным [3], низы её разреза относятся ещё к венду, а большая часть накапливалась в течение раннего и первой половины среднего кембрия [4]. Вместе с отложениями платформы карбонатные отложения янгудской серии слагают единую так называемую «карбонатную плиту».

С майского времени в регионе началось поднятие, охватившее и край Сибирской платформы. В ордовике в пределах региона на фоне пологого поднятия возникла система грабенов с крутыми, часто обрывистыми бортами и относительно плоскими днищами [1, 2]. Они заполнялись вулканогенно-терригенными отложениями (каалинская, шумнинская, суховская свиты, падринская серия) с грубообломочными, часто олистостромовыми отложениями в прибортовых частях. Обломки представлены подстилающими образованиями, в том числе карбонатами янгудской серии. Мощность этих отложений резко переменная и колеблется от полного выклинивания до первых сотен метров. К центрам прогибов грубообломочные отложения сменялись аргиллито-алевролито-песчаными. Кое-где в небольших объёмах присутствуют мергели и доломиты. Вулканогенные образования распространены неравномерно, имеют контрастный базальт-лейкориолитовый состав с признаками одновременных извержений магм разного состава и их смешения. Извержения происходили в наземных условиях с формированием палеовулканических построек центрального типа, иногда осложнённых кальдерами. Преобладали эксплозивные фации. Примесь туфового материала почти постоянно присутствует и в одновозрастных осадочных отложениях. Вулканиты сопровождались субвулканическими дайками, штоками и телами неправильной формы бирамьинского габбро-диабазового и большепадринского гранитпорфирового комплексов. Отдельные палеовулканические постройки распространены за пределами грабенов (палеовулканы руч. Кривого, Грозового в бассейне р. Б. Якорь и др.). Грабены ордовикского времени в большинстве своём приурочены к разломам, контролировавшим магматические процессы в позднем докембрии, и формировались в большинстве унаследованно в результате их активизации. Отложения венд-кембрийского платформенного чехла сохранились от эродирования в основном в пределах этих грабенов. В этот же период произошло подновление клавишной системы блоков на юге региона, где блоки докембрийских образований перемежаются с блоками палеозойских пород.

На границе ордовика и силура сформировался светлинский комплекс диорит-гранитплагиогранитового состава и его возрастные аналоги, представляющие собой главную составляющую часть полихронного Ангаро-Витимского батолита. Эти комплексы формировались в основном без перемещения в результате метасоматит-магматического замещения субстрата. Неперемещённые реликты докембрийского субстрата наблюдаются среди гранитоидов в разных участках региона (район Северо-Муйского тоннеля, правобережье рек Муякан и Муя). В середине девона вдоль окраины региона сформировалось дугообразное горное сооружение. У его подножия в краевой части платформы возник Каренго-Пеледуйский предгорный прогиб. Поднятие сопровождалось метаморфизмом до амфиболитовой фации и формированием гранитогнейсовых куполов. Эти процессы достигали максимума в Мамской зоне и Чуйской глыбе. По зонам глубинных разломов внедрялись массивы щелочных пород сыннырского и гранитоидные дайки качойского комплекса.

В позднем девоне и карбоне в регионе существовали относительно спокойные тектонические условия и накапливались преимущественно мелководные терригенно-глинисто-карбонатные отложения. Они установлены при ГДП-200 под руководством Ю.А. Клеймёнова в Южно-Муйском хребте (чулегминская свита). Есть косвенные признаки их былого присутствия и в более северных районах.

На границе карбона и перми вновь происходила активизация процессов гранитообразования с интенсивным кремнисто-калиевым метасоматозом, причём процессы метасоматоза в основном наложены на более древние, главным образом раннепалеозойские, гранитоиды с образованием порфиробластовых структур. На отдельных участках возникали условия выплавления магмы с образованием перемещённых тел гранитов (конкудеро-мамаканский комплекс). В перми в заключительный этап формирования полихронного Ангаро-Витимского батолита внедрялись лейкограниты дёминского и опорогского комплексов.

Таким образом, на севере Байкальской горной области в течение палеозоя чередовались активные тектономагматические процессы с относительно спокойными условиями. Установившиеся в позднем венде после интенсивных позднепротерозойских тектономагматических процессов субплатформенные условия во второй половине кембрия сменились активизацией. Она достигла максимума на границе ордовика и силура. Новая активизация тектономагматических процессов происходила в середине девона и в конце карбона – перми. Каждый этап тектономагматической активизации завершался гранитообразованием. Отмечается пространственная унаследованность проявления активных тектономагматических процессов. Это объясняется пульсирующим воздействием плюма.

- [1] *Булдыгеров В.В.* Проблема посткембрийских стратифицированных образований центральной части Байкало-Витимской области // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1450–1457.
- [2] *Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А., Исаков Ю.А.* О раннепалеозойском вулканизме центральной части Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 1. С. 31–38.
- [3] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 320 с.
- [4] *Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К.* Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. М.: Недра, 1975. 181 с.

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В.В. Булдыгеров

Иркутск, Иркутский государственный университет, buldygerov@irk.ru

В пределах северной части Байкальской горной области позднему протерозою предшествовало длительное поднятие, в результате чего раннедокембрийские образования подверглись глубокой эрозии с выходом на поверхность интенсивно метаморфизованных пород и гранитоидов. Затем образовался пенеплен и сформировалась мощная кора выветривания.

В течение большей части позднего протерозоя в регионе существовал Байкало-Витимский островной бассейн осадконакопления [1] с характерной трансгрессивной ритмичностью, который занимал в периоды своего максимального развития рассматриваемый регион и прилегающую территорию Сибирской платформы. Со стороны платформы он был ограничен глубинными разломами: на северо-западе – Ленско-Нюйским, на северо-востоке – Чарским [2]. Южная граница располагалась за пределами рассматриваемого региона. Снос терригенного материала в бассейн происходил как со стороны платформы, так и с островов, представленных на современном эрозионном срезе глыбами раннедокембрийских образований: Чуйского, Тонодского, Нечерского, Тунгус-Дабанского, Муйского. В последующем единый бассейн осадконакопления в результате тектонических движений и внедрения интрузивных тел оказался разделённым на ряд участков, получивших названия самостоятельных прогибов: Олокитский, Мамский, Бодайбинский, Делюн-Уранский, Парамский, Котерский. Разрезы их коррелируются между собой по литологии и палеонтологии [3, 4].

Образование Байкало-Витимского бассейна началось в раннем рифее на севере региона, где возник дугообразный прогиб, подчиняющийся плану Байкало-Патомской дуги [1]. Он заполнялся в основном продуктами переотложения кор выветривания (пурпольская свита).

После небольшого возвратного движения на фоне резко расчленённого рельефа прогибание распространилось далее к югу. В грабеноподобных структурах накапливались преимущественно груботерригенные отложения, которые на отдельных участках сопровождались вулканитами основного состава (тыйская, медвежевская, чукчинская свиты). За их пределами формировались песчано-глинистые отложения. Характерно присутствие пород с повышенной железистостью.

В среднем рифее после незначительного поднятия начался новый макроритм. Бассейн осадконакопления распространился на всю территорию региона (баллаганахская, олокитская, делюн-уранская, парамская и котерская серии). В общем виде терригенные, часто грубообломочные, отложения сменялись песчано-глинистыми, часто углеродистыми. Завершился макроритм накоплением карбонатов, часто битуминозных (мариинская, бодайбоканская, итыкитская, устьуряхская, булундинская, баргузинская свиты). На юге региона на этом уровне проявились вулканические процессы: итыкитская и безымянская свиты с базальтами и риолитами, уколкитская с базальтами и андезитами.

На границе среднего и позднего рифея в центральной части региона возник дугообразный Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс, представляющий собой рифтогенную структуру. Вначале происходили извержения базальтоидов, которые сопровождались субвулканическими телами габброидов (якорный вулканический комплекс). На остальной территории прогиба продолжали накапливаться осадочные отложения, причем бассейн осадконакопления распространился и на Прибайкалье (байкальская серия). По периферии пояса вулканиты перемежались с осадочными отложениями (джалагунская свита). Затем последовало внедрение расслоенных интрузий с медно-никелевым или железо-титановым оруденением, которые были распространены и за пределами рифтогенной структуры (довыренский, чайский, кедровский комплексы).

В следующий период в пределах пояса интенсивно проявился вулканизм полнодиффе-
ренцированной серии с вариацией состава вулканитов от базальтов до плагиориолитов (устькелянская и аюлиндинская толщи), а затем внедрился габбро-плагиогранитовый таллаинский комплекс. Эти процессы сопровождались поднятием и разрушением вулканических построек. Вулканомиктовый [2] и туфовый материал отмечается в Бодайбинском прогибе начиная с анангрской свиты.

В начале венда образования региона подверглись неравномерному рассланцеванию и метаморфизму преимущественно в условиях зеленосланцевой фации (ирокиндинский динамометаморфический комплекс). На юге региона возникла клавишная система блоков, ограниченных субвертикальными разломами и сложенных разновозрастными образованиями. Особенно интенсивно она проявилась по периферии Муйской глыбы. В осадочных толщах получили распространение синскладчатые пологие нарушения. Затем широкое распространение получил кремнисто-калиевый метасоматоз с образованием обширных полей кварцево-полевошпатовых метасоматитов среднинского комплекса. В глубоких частях возникли магматические очаги гранитного состава. Магма внедрялась в изменённые образования пояса и за его пределы (бамбукойский, лесной комплексы). Затем последовал новый этап тектоно-метаморфических процессов. По-видимому, в этот этап возникли протрузии ультраосновных образований парамского комплекса. Завершились активные тектономагматические процессы формированием межгорных прогибов, заполняемых терригенными отложениями (холоднинская, олдакитская, овгольская свиты). На востоке Олокитского прогиба они сопровождались вулканитами риолитбазальтового состава (иняптукский комплекс). Основной бассейн осадконакопления сместился к северу в район Бодайбинского прогиба и краевую часть Сибирской платформы. На юге региона произошло поднятие, на севере рифейско-вендские отложения участками без перерыва сменялись кембрийскими карбонатами. В конце венда во всём регионе установился субплатформенный режим.

Изложенный материал показывает невозможность плейттектонических построений для объяснения позднепротерозойской истории региона.

- [1] Булдыгеров В.В. Образование и эволюция Байкало-Патомской дуги // Известия вузов Сибири. Серия наук о Земле. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 9–10. С. 28–31.
- [2] Докембрий Патомского нагорья / А.И. Иванов, В.И. Лившиц, О.В. Перевалов и др. М.: Недра, 1995. 352 с.
- [3] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 320 с.
- [4] Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области / Составители: А.М. Станевич, З.Х. Файззулина. М.: Недра, 1992. 158 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

М.М. Буслов

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

Крупноамплитудные позднепалеозойские сдвиговые и сдвиго-надвиговые деформации нарушают раннюю структурно-формационную зональность, которая характеризует историю развития океанических бассейнов, разделявших Восточно-Европейский, Сибирский и Гондванский континенты, и эволюцию формирования их окраин [1–7 и др.]. В Центрально-Азиатском складчатом поясе выделяются сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонового, позднекарбоново-раннепермского и пермско-раннетриасового возраста. Формирование перечисленных разломных структур сопровождалось образованием моласс, коллизионных метаморфических и гранитных комплексов. Позднепалеозойские разломы сформировали современный рисунок структуры сдвиговых террейнов Центральной Азии [9–11]. Разновозрастные группы сдвиговых террейнов представлены фрагментами вендско-среднепалеозойских комплексов обрамления Сибирского континента и фрагментами составного Казахстанско-Байкальского континента [8].

В позднем девоне – раннем карбоне в результате аккреции и последующей коллизии Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом сформировался единый Северо-Азиатский континент. В позднем карбоне – раннем триасе Северо-Азиатский континент столкнулся с Восточно-Европейским континентом. В результате этой коллизии, на фоне продолжающегося дрейфа и вращения континентов, образования вендско-палеозойской окраины Сибирского континента и всего Казахстанско-Байкальского составного континента были разделены сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, смяты в складки, в том числе крупные ороклинальные [1–4]. Наиболее интенсивные позднекарбоново-пермские сдвиги проявились в Восточном Казахстане и разделили Казахстанско-Байкальский составной континент на два крупных блока: Казахстанский и Байкальский, с характерной ороклинальной складчатостью. Между ними сформирована линейная сдвиговая структура шириной более 400 км, включающая Чингиз-Тарбагатайскую, Чарскую, Иртышскую и Северо-Восточную зоны смятий и метаморфизма. В террейнах Казахстанско-Байкальского составного континента распознаются фрагменты венд-кембрийской Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дуги и докембрийских континентальных блоков Гондваны (Кокчетавский, Иссык-Кульский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский, Дзабханский и др.). Субдукция докембрийских микроконтинентов и террейнов в венде-кембрии под Казахтанско-Тувино-Монгольскую островную дугу и их раннеордовикская коллизия привели к формированию составного Казахстанско-Байкальского континента [8]. Он включает раннекаледонские структуры Казахстана, южной части Алтае-Саянской области, Тувы, Байкальского региона, Монголии и северного Китая. Чарышско-Уймонско-Улаганско-Саянская ранне-среднепалеозойская сдвиговосутурная зона отделяет Казахстанско-Байкальский континент от окраинно-континентальных образований Сибирского континента. В строении сдвигово-сутурной зоны принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры, ордовикско-силурийские голубые сланцы и турбидиты [9–12]. В пределах зоны концентрируются силурийско-девонские деформации (надвиги и сдвиги Курайской зоны Горного Алтая и Сангилена), коллизионные граниты и зональные гранит-метаморфические комплексы. Сутурно-сдвиговая зона, разделенная поперечными позднекарбоново-раннепермскими и пермско-раннетриасовыми сдвигами, прослеживается на расстоянии более 1.5 тыс. км в пределах Алтае-Саянской области (Чарышско-Теректинский, Улаганский и Куртушибинский сегменты), и, вероятно, ее фрагменты расположены в Джунгарии, на Тянь-Шане и Урале. Существование ранне-среднепалеозойской сдвигово-сутурной зоны субширотного простирания ставит под сомнение многочисленные тектонические и геодинамические построения, в которых зональность вендско-палеозойских поясов Центрально-Азиатского складчатого пояса рассматривается относительно Сибирского (Северо-Азиатского) кратона. Ненарушенная зональность окраинно-континентальных комплексов Сибирского континента сохранилась только в северной части Алтае-Саянской области и, вероятно, в восточной части фундамента Западно-Сибирской плиты. Вендско-палеозойские окраинноконтинентальные образования Сибирского континента представлены венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дугой, комплексами пород ордовикско-силурийской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины [13]. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-кембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических плато, поднятий и островов. В аккреционноколлизионных структурах активных окраин западной части Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны [8].

Корреляция и обобщения структурных, палеомагнитных и геохронологических данных [8–11] по Восточному Казахстану, Северному Китаю, Монголии и Алтае-Саянской складчатой области показывают определяющую роль крупноамплитудных позднепалеозойских горизонтальных сдвиговых и сдвиго-надвиговых перемещений, сформировавших окончательную структуру этих регионов в результате закрытия океанических бассейнов и коллизии континентов. Выявлено, что раннедевонские активные окраины Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, разделенные Обь-Зайсанским океаническим бассейном, фрагменты которого сохранились в Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне, располагались друг от друга на расстоянии в несколько тысяч километров. Закрытие бассейна и последующие коллизионные процессы происходили с востока на запад с дрейфом составного Казахстанского континента вдоль окраины Сибирского континента. Возможно, что коллизия началась в Прибайкалье с формированием Ольхонской зоны сдвигов, затем в Куртушибинской зоне, вблизи которой сформировались коллизионные граниты и сдвиго-надвиговые структуры Сангилена [14]. На Горном Алтае коллизионные процессы начались с формирования силурийско-среднедевонских метаморфических серий в основании тектонических покровов (Курайский комплекс и его аналоги) и завершились образованием позднедевонско-раннекарбоновых надвигов и сдвигов (Курайская разломная зона, Телецко-Башкаусская зона смятия и др.). В результате аккреционно-коллизионных процессов в раннем карбоне Казахстанско-Байкальский и Сибирский континенты сформировали Северо-Азиатский континент, включающий Сибирский (Северо-Азиатский) кратон и Центрально-Азиатский складчатый пояс, состоящий из трех частей.

1. Казахстанско-Байкальского составного континента, фундамент которого сформирован в венде-кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахтанско-Тувино-Монгольской островной дугой, обрамляющей в современных координатах с юго-востока Сибирский континент, привели к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента [8]. В позднем кембрии – раннем ордовике он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном. Начиная с ордовика составной континент смещался в западном направлении относительно Сибирского континента, постепенно закрывая океанический бассейн, который субдуцировал под него в ордовике-девоне. С юга в ордовике-карбоне составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны.

2. Венд-палеозойских окраинно-континентальных комплексов Сибирского континента [8–11, 13], состоящих из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-силурийской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островных дуг широко представлены фрагменты вендско-палеозойской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В окраинно-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе не Палеоазиатского океана, а, вероятно, Палеопацифики. В современной структуре они приурочены к западной окраине Сибирского континента и представлены в северной части Алтае-Саянской области

и восточной части фундамента Западно-Сибирской плиты.

3. Ранне-среднепалеозойской Чарышско-Уймонско-Теректинско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикско-силурийские голубые сланцы и турбидиты [8–12, 14].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ-10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleoasian ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands. 1993. P. 45–62.
- [2] Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 36, P. 299–307.
- [3] Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7-8. – С. 41-58.
- [4] 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.
- [5] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7– 8. – С. 59–75.
- [5] Yakubchuk A. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model // J. Asian Earth Sci. – 2004. –V. 23. – P. 761–779.
- [6] *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the the Central Asian orogenic belt // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 143–173.
- [7] Xiao W.J., Windley B.F., Huang C.M., Yuan C., Chen H.L., Sun M., Sun S., Li J.L. End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia // Int. J. Earth Sci. – 2009. – V. 98. – P. 1189–1217.
- [8] Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 3. – С. 383–398.
- [9] Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49–75.
- Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci. – 2004. – V. 23. – P. 655–671.
- [11] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- [12] Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 109–119.
- [13] Ёлкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 118–145.
- [14] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др. Синкиматические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 3. – С. 398–413.

ПЕРВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РИОЛИТОВ ХИНГАНСКОЙ СЕРИИ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

И.В. Бучко*, А.А. Сорокин*, Н.Н. Петрук**

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, inna@ascnet.ru **Благовещенск, ОАО «Амургеология»

Малохинганский террейн является фрагментом Бурея-Цзямусинского супертеррейна [1] восточной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Согласно существующим представлениям, «основание» этого супертеррейна сложено магматическими и метаморфическими породами условно раннедокембрийской амурской и венд-кембрийской хинганской серий [2]. Однако, как показали недавние исследования [3], возраст амурской серии не древнее 1.2 млрд лет. Что касается хинганской серии, то ее возраст обосновывается находками ископаемой фауны [1, 4] и до сих пор не вызывал острых дискуссий. В данной публикации представлены первые результаты геохронологических исследований некоторых магматических образований, включаемых в эту серию, которые свидетельствуют о необходимости уточнения объема этой серии, с одной стороны, а с другой – уточняют геодинамические обстановки формирования Малохинганского террейна.

В состав хинганской серии включаются терригенно-карбонатные образования игинчинской (900–1000 м), мурандавской (1300–2500 м), лондоковской (800–1000 м) свит и кимканской толщи (1900–2000 м) [**1**, **4**].

Наиболее древними из них являются алевролиты, песчаники и глинистые сланцы верхнерифейской (?) игинчинской свиты, которые обнажаются в ядрах антиклиналей в бассейнах рек Бурунбава, Костеньга и др. Следует отметить, что органические остатки в породах описываемой свиты ни в рассматриваемом районе, ни на сопредельных территориях не установлены [5], что не позволяет достоверно определить её возраст.

Выше по разрезу на осадках игинчинской свиты залегают отложения мурандавской свиты, слагающие крылья линейных складок. Контакт между перечисленными свитами проводится по резкой смене терригенных пород первой доломитами второй. В составе мурандавской свиты выделено [5] две подсвиты: нижняя – карбонатная (венд (?)) и верхняя – терригенно-карбонатная (венд – нижний кембрий (?)). В строении нижней подсвиты участвуют доломиты, магнезиты с редкими прослоями фтанитов, глинистые сланцы и риолиты. В то же время породы верхней подсвиты отличаются от нижней более пестрым составом и представлены доломитами, известковистыми доломитами, алевролитами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, яшмовидными кремнистыми породами с прослоями гематитовых, магнетит-гематитовых руд, доломитовых и фосфорит-доломитовых брекчий, известняками, песчаниками, риолитами и их туфами. Обращает на себя внимание то, что терригенные породы по составу аналогичны соответствующим породам игинчинской свиты, от которых они отличаются присутствием в песчаниках обломков риолитов, в алевролитах – доломитов и углеродистого вещества в цементе. Возраст формирования нижней подсвиты на основании находок [5] в доломитах микрофоссилий, характерных для немакит-далдынского горизонта Прианабарья [6], принят вендским. Следует отметить, что венд-раннекембрийское время образования пород верхней подсвиты предполагается по находкам в известняках губок Protospongia sp. indet. и в кремнисто-глинистых породах спикул губок Hexactinellida, Monaxonellida, Tetractinellida. В этот же период образовались и ханцеллорииды, обнаруженные в доломитах разреза описываемой свиты [6].

Как отмечалось выше, в составе мурандавской свиты установлены риолиты, представляющие афировые или редкопорфировые серые породы, сложенные фенокристаллами кварца и полевого шпата, погруженными в фельзитовую, микропойкилитовую основную массу. Им свойственны высокие содержания LREE, HFSE, щелочей с преобладанием K₂O над Na₂O, характерные для рифтогенных образований. Результаты U-Pb геохронологических исследований по единичным зернам циркона из риолитов верхней подсвиты мурандавской свиты, отобранным в карьере, расположенном западнее пос. Теплоозёрск, позволяют предполагать их позднекембрийский–раннеордовикский возраст (480–512 млн лет).

Более высокие стратиграфические горизонты, согласно существующим представлениям [1, 4], занимают углеродистые и безуглеродистые кремнистые породы с прослоями гематитмагнетитовых руд, алевролитов, песчаников, доломитов, известняков и мелкозернистых фосфоритов.

Завершают разрез хинганской серии известняки лондоковской свиты, согласно (?) залегающие на вулканогенно-осадочных породах верхнемурандавской подсвиты, и песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с редкими телами риолитов и базальтов кимканской толщи. Возраст лондоковской свиты обоснован находками в известняках спикул губок, принадлежащих отрядам Hexactinellida, Tetractinellida, Monaxonellida, характерных для нижнекембрийских отложений, микрофитолитов, хиолительминтов и ханцеллорий, известных в верхнем венде – нижнем кембрии [6]. Возраст кимканской толщи остается предметом дискуссий. По нашим данным, возраст базальтов, включаемых в состав кимканской толщи, составляет 240–251 млн лет (U-Pb метод по цирконам).

Таким образом, возраст вулканогенных пород (по крайней мере, их части), включаемых в состав стратифицированных образований хинганской серии, моложе возраста осадочного наполнения этой серии по палеонтологическим данным, и эта проблема требует дальнейшего разрешения. Исследованные риолиты (480–512 млн лет), по видимому, отвечают одной из стадий проявления раннепалеозойского рифтогенеза, при этом они древнее гранитоидов, относимых к биробиджанскому комплексу, для которых приводятся значения возраста 461±5 млн лет, 471±10 млн лет, 480±4 млн лет [7, неопубликованные данные авторов].

Возраст базальтов 240–251 млн лет позволяет сопоставить их с пермо-триасовыми вулканическими комплексами, выделяемыми в пределах Буреинского (Туранского) и Малохинганского террейнов Бурея-Цзямсинского супертеррейна [8].

Приведенные материалы свидетельствуют о необходимости разрешения противоречия между возрастом стратиграфических подразделений хинганской серии и возрастом магматических образований, включаемых в эту же серию. Не исключено, что такое несоответствие может быть объяснено надвиго-чешуйчатым строением рассматриваемого фрагмента Махохинганского террейна, широким развитием меланжевых зон, где могут быть совмещены разновозрастные образования.

Исследования выполнены в рамках проекта Президиума ДВО РАН (№ 09-I-OH3-09) и интеграционного проекта Президиумов ДВО РАН и СО РАН (№ 09-II-CO-08-007).

- [1] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006.
- [2] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999. 135 с.
- [3] Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю, Кургузова А.В. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады А.Н. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
- [4] Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск, 1994.
- [5] Добкин С.Н., Новосёлов Б.А., Бородин А.М., Грачева В.Т. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. второе. Серия Буреинская. Лист М-52-XXX. – СПб., 1999. – 183 с.
- [6] Соболев Л.П., Васькин А.Ф. Отчет по теме "Провести литобиостратиграфическое изучение рифейкембрийских отложений Ханкайского и Буреинского массивов с целью создания схем стратиграфического расчленения и межрегиональной корреляции". 1995.
- [7] Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады АН. 2010. Т. 431, №2. С. 228–232.
- [8] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск, 1990. – 215 с.

ПЕРВЫЕ ⁴⁰Ar/³⁹Ar ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД МОГОТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

И.В. Бучко*, А.А. Сорокин*, В.А. Пономарчук**, А.В. Травин**, Ир.В. Бучко*

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, inna@ascnet.ru **Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ponomar@uiggm.nsc.ru

Единственное в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона Моготинское месторождение серебро-полиметаллических руд расположено в междуречье Могота и Ср. Могота и находится в пределах одноименного серебро-золоторудного узла Апсакано-Нагорненского района Олекмо-Становой минерагенической провинции, в зоне влияния крупного Станового разлома [1]. Существующие на настоящий момент представления о геодинамическом режиме юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона в поздней юре–раннем мелу (154–105 млн лет) позволяют предполагать формирование на востоке континента на его границе с Палеотихим океаном Удско-Мургальской дуги. Для последней свойственно развитие гранитоидного магматизма и вулканоплутонических структур, которые к юго-западу в глубь континента сменяются Становым поясом гранодиоритовых батолитов [2, 3]. Изучаемое месторождение расположено в эндоконтакте гранитоидов этого пояса, что позволяет связать его формирование со становлением указанного пояса.

Наиболее древними стратифицированными образованиями района месторождения являются образования кудуликанской свиты, условно нижнепротерозойского (?) возраста, установленные в виде ксенолитов в более поздних раннепротерозойских (?) и позднемезозойских гранитоидах [1]. Вмещают серебро-полиметаллические рудные тела Моготинского месторождения гранодиорит-порфиры, традиционно относимые к тындинско-бакаранскому комплексу [1].

В результате выполненных ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологических исследований нами установлено, что возраст амфибола гранит-порфиров составляет ~148 млн лет и соответствует позднеюрскому–раннемеловому периоду магматической активности в регионе. Гидротермально-метасоматические изменения пород, вмещающих рудные тела, представлены брекчированием, окварцеванием, сульфидизацией, калишпатизацией, лимонитизацией, аргиллизацией и серицитизацией. Возраст серицита из околорудного метасоматита составляет ~142 млн лет.

Таким образом, проведенные геохронологические исследования как вмещающих рудные тела месторождения Моготинское магматических образований, так и околорудных метасоматитов установили их позднемезозойский возраст. Это подтверждает ведущую роль данного периода в развитии золотой, серебряной, молибденовой и других видов минерализаций в пределах изучаемой геологической структуры, наиболее крупными месторождениями и рудопроявлениями которой являются Бамское, Березитовое, Выходное, Моготинское, Десс, Находка, Апсакан, Чильчинское и другие [2–4].

Однако нельзя не отметить, что полученные значения возраста ~148 млн лет гранодиорит-порфиров, вмещающих Моготинское месторождение, древнее оценок времени становления гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса [5, 6], которое укладывается в интервал 127– 126 млн лет [5, 6]. Кроме этого, возраст гидротермально-метасоматического процесса, сопровождающего оруденение, ~142 млн лет, также древнее относительно известных этапов проявления молибденовой 125–122 млн лет (рудопроявление Выходное ⁴⁰Ar/³⁹Ar метод [6]), золотосеребряной 129 млн лет (рудопроявление Десс ⁴⁰Ar/³⁹Ar метод [7]) и золотой 130–129 млн лет (месторождение Бамское [8, 9]) минерализаций региона. В этой связи следует либо вернуться к вопросу о нижней возрастной границе гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса, либо оценить правомочность отнесения гранит-порфиров, вмещающих серебро-полиметаллическое оруденение, к этому комплексу. С другой стороны, приведенные выше геохронологические данные по возрасту как магматических образований, вмещающих оруденение, так и околорудных метасоматитов позволяют наметить их закономерное омоложение в глубь континента с востока на запад.

Исследования выполнены в рамках проекта Президиума ДВО РАН (№ 09-I-OH3-09) и интеграционного проекта Президиумов ДВО РАН и СО РАН (№ 09-II-CO-08-007).

- [1] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999. 135 с.
- [2] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006.
- [3] 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.
- [4] Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1635–1645.
- [5] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб., 2003. – С. 253–257.
- [6] Сотников В.И., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Геохронология мезозойских гранитоидов и связанного с ними молибденового оруденения западной части Джугджуро-Станового супертеррейна // Доклады АН. 2007. Т. 416, № 6. С. 794–798.
- [7] Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования проявления золота Дес (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и минерагения Забайкалья. – Чита, 2010. – С. 167–171.
- [8] Степанов В.А., Стриха В.Е., Черемисин А.А. и др. Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия и геохимия). Владивосток: Дальнаука, 1998. 209 с.
- [9] *Эйриш Л.В.* Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КИМКАН-СУТАРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

И.В. Бучко*, А.А. Сорокин*, Ю.М. Сигаев **

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, inna@ascnet.ru ** Хабаровск, ОАО «Дальгеофизика»

Малохинганский террейн является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна – одной из основных тектонических структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [1]. Согласно существующим представлениям [2], наиболее древними его образованиями являются магматические и метаморфические комплексы амурской серии, которые традиционно относятся к раннему докембрию. В то же время, как показали недавние исследования [3], возраст амурской серии не древнее 1.2 млрд лет, хотя существуют сведения о присутствии в осадочных формациях детритовых цирконов, фиксирующих неоархейский возраст протолита (2336 млрд лет [4]). Более молодой структурный ярус занимают вендкембрийские терригенно-карбонатные отложения хинганского комплекса, включающего углеродистые и безуглеродистые кремнистые породы с прослоями железных руд [1]. Многочисленные месторождения и проявления этих руд объединяются в Кимкан-Сутарский железорудный район.

Анализ накопленного значительного материала о геодинамической позиции железистых кварцитов в геологических структурах разного возраста позволяет сделать вывод о широком проявлении данного типа рудообразования в зонах рифтогенеза [5 и др.]. Учитывая то, что железные руды Кимкан-Сутарского железорудного района являются неотъемлемой частью осадочно-вулканогенного разреза, можно предположить их генетическую связь с развитием процессов рифтогенеза. При этом источником железа могли быть как гидротермальные растворы, связанные с вулканической деятельностью в осевых частях рифтогенных структур, так и ультрамафит-мафиты и Fe-Ti вулканиты, проявления которых типичны для таких структур. Следует отметить, что процесс растворения железа в воде в присутствии углекислого газа, по экспериментальным данным [6], происходит при температурах около 200 °С. При этом насыщенные кремнеземом, Ca, Mg, Fe растворы могут мигрировать от места их первоначального местонахождения с формированием железных руд, кварца и доломита на некотором удалении от источника. В то же время образование доломитов и кварцитов также может происходить и при метасоматозе ультрамафит-мафитов [7]. О существовании этого процесса сможет свидетельствовать невыдержанность мощностей отдельных слоев по простиранию, их выклинивание и замещение другими породами: рудных интервалов - седиментационными брекчиями на глинисто-карбонатном цементе или безрудными кремнистыми породами, известковистых разностей - доломитами. Следует отметить, что для рудоносных толщ очень характерно изменение мощностей и состава отдельных пачек пород. Так, например на Костеньгинском месторождении отмечается пачка (30 м) переслаивания доломитов и алевролитов, которая в северном направлении увеличивается в мощности до 90-150 м и в ее составе появляются прослои железных руд. Приведенные данные позволяют признать, что модель формирования железистых кварцитов Кимкан-Сутарского железорудного района может представлять собой комбинацию как гидротермальных, так и метасоматических процессов и требует дальнейшего изучения.

В заключение хотелось бы отметить, что выделение этапа рифтогенеза в развитии Малохинганского террейна позволит по-иному подойти к оценке металлогенического потенциала данной структуры, в том числе благороднометалльной минерализации черносланцевых толщ.

- [1] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006.
- [2] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999. 135 с.
- [3] Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач

В.П., Загорная Н.Ю, Кургузова А.В. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады АН. – 2009. – Т. 428, № 5. – С. 637–640.

- [4] Добкин С.Н., Новосёлов Б.А., Бородин А.М., Грачева В.Т. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. второе. Серия Буреинская. Лист М-52-XXX. – СПб., 1999.
- [5] Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
- [6] Метаморфогенное образование в докембрии. Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования / Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль и др. Киев, 1985. 204 с.
- [7] Панков Ю.Д. Формации метасоматических железистых кварцитов. М.: Наука, 1984. 200 с.

ПРОЦЕСС МИГРАЦИИ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ТРЕЩИН В ЛИТОСФЕРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Е.В. Васильева, В.И. Васильев, Г.Д. Санжиев

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

Согласно модели, предложенной в [2], в области хрупких деформаций флюид находится под собственным гидростатическим давлением, а в области пластических деформаций – под полным литостатическим давлением. Литостатическое давление на трещинно-поровый флюид обусловливает снятие упрочнения пород (эффект Терцаги) и определяет их вязкое течение при низких скоростях деформации (менее 10^{-13} с⁻¹). Значительное ослабление пород также происходит в результате эффекта Ребиндера. Под воздействием этих факторов породы приобретают склонность к гидроразрыву при небольших избыточных давлениях флюида, находящегося в трещинах и полостях [3].

Через переходную зону временами происходит прорыв флюидов с резким падением давления и температуры и интенсивным минералообразованием. Самого по себе литостатического давления флюида недостаточно для распространения трещины гидроразрыва. Вероятно, прорыв зоны свидетельствует о наличии замкнутых протяженных трещин, содержащих минерализованный флюид в условиях пластичных пород.

Давление флюида, находящегося в замкнутом поровом пространстве ниже переходной зоны, соответствует литостатическому, но в «голове» протяженных по вертикали трещин оно должно существенно превышать таковое. Чем протяженнее полость, тем значительнее должна быть разница между литостатическим и флюидным давлением в «голове» трещины. Эта разница называется избыточным давлением флюида (ИДФ).

Таким образом, можно предположить, что в условиях пластических деформаций в «голове» отдельных протяженных трещин и/или систем трещин с флюидом создается ИДФ, превышающее литостатическое. При величине, превышающей прочность пород, ИДФ может привести к распространению трещины вверх путем гидроразрыва пород, а поскольку объем флюида ограничен на момент гидроразрыва, в хвостовой части трещины будет происходить смыкание стенок, что приведет к поступательному движению трещины и/или системы трещин вверх. ИДФ в трещине прямо пропорционально плотности вмещающих пород, протяженности трещин и обратно пропорционально плотности флюида в трещине [2].

Целью эксперимента явилось исследование процессов миграции трещин в пластичной среде при литостатическом давлении флюида. В соответствии с принципами тектонофизического моделирования [1] была разработана методика эксперимента с использованием приборов и модельного материала.

Эксперимент проводился на оригинальной установке. Конструкция установки позволяет задавать деформации, необходимые для получения сдвиговых, разрывных напряжений. Для моделирования стрессовых напряжений создавалась деформация сжатия.

Размеры модели 320×280×270 мм. При постановке эксперимента была принята следующая последовательность действий: подготовка модельного материала, контроль его плотности, формирование модели, деформирование, фотосъемка деформированной модели, измерение параметров полученной зоны трещинообразования.

В отличие от наших предыдущих экспериментов, мы использовали в качестве модельного «флюида» дизельное топливо. В качестве модельного материала был использован 5%-ный раствор желатина с сахаром, который позволяет легко варьировать его реологические свойства. Были получены два слоя. При застывании первого (нижнего) слоя модельного материала на дне установки в месте расположения подводной трубки был залит сахарный сироп, чтобы не нарушать сплошность модельного материала при подаче «флюида». После застывания первого слоя модельного материала сверху заливался второй слой. Первый отстоялся двое суток, второй – одни сутки. Ко дну установки была подведена трубка, через которую под давлением подавалось дизельное топливо. После образования трещины подача модельного «флюида» была прекращена. Процесс миграции трещины регистрировался цифровой камерой в поляризованном свете, позволяющем наблюдать напряжения в модельном материале. Как и наши предыдущие тектонофизические эксперименты, данный эксперимент подтверждает, что в пластической вмещающей среде происходит миграция флюидозаполненных трещин по механизму гидроразрыва и что скорость ее зависит от величины избыточного давления.

- [1] Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- [2] Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады АН. 2005. Т. 404, № 3. С. 380–384.
- [3] Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УРО РАН, 2002. – 152 с.

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ И МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ИЛИКАНСКОЙ СЕРИИ (ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)

С.Д. Великославинский*, Е.Б. Сальникова*, В.П. Ковач*, Б.-М. Джан**, А.Б. Котов*, А.М. Ларин*, К.-Л. Ван**, Х.-И. Чиу***, С.-Л. Чан***, Е.В. Толмачева****

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, sd1949@yandex.ru **Тайпей, Институт наук о Земле, Академия Синика, jahn@earth.sinica.edu.tw ***Тайпей, Национальный университет Тайваня, hychiu@ntu.edu.tw ****Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, elena_tolmacheva@vsegei.ru

Решение проблем возраста и геодинамических обстановок формирования метаосадочных и метавулканических пород станового комплекса, широко распространенных в пределах Джугджуро-Станового (ДСС) и Селенгино-Станового супертеррейнов (ССС) Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАСП), является принципиально важным для разработки геодинамической модели образования Алдано-Станового щита, а если принять во внимание существенные тектоно-метаморфические преобразования пород станового комплекса в мезозое, то и ЦАСП. При этом наиболее актуальна проблема возраста станового комплекса, поскольку систематические изотопно-геохимические и геохронологические исследования пород этого комплекса не проводились, а в современной региональной стратиграфической шкале породы станового комплекса всех террейнов ДСС и ССС считаются одновозрастными и условно относятся к раннему архею.

Иликанский мегаблок является одним из самых крупных структурных элементов ДСС и характеризуется наиболее широким развитием пород станового комплекса, выделяемого здесь в составе иликанской серии. Она представлена преимущественно биотит-роговообманковыми и биотитовыми гнейсами и амфиболитами. В подчиненном количестве в разрезах иликанской серии присутствуют гранат-биотитовые гнейсы и кварциты. Степень метаморфизма пород иликанской серии соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации повышенного давления. Супракрустальные образования иликанской серии прорываются гранитоидами древнестанового комплекса, возраст которых пока не определен, мелкими телами метагаббро, гранитами балыктахского комплекса (1866±2 млн лет), а также крупными интрузиями гранитоидов позднестанового (140–138 млн лет) и тындинско-бакаранского (122 млн лет) комплексов.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования гнейсов иликанской серии показали, что значения их модельного возраста T_{Nd}(DM) находятся в интервале 2.6–3.2 млрд лет. Таким образом, нижняя возрастная граница формирования иликанской серии скорее всего не превышает 2.6 млрд лет.

Для более точной оценки нижней возрастной границы накопления протолитов метаосадочных пород иликанской серии выполнены U-Pb геохронологические исследования (LA ICP-MS) детритовых цирконов из двух проб биотит-роговообманковых гнейсов восточного фланга Иликанского блока. Циркон, выделенный из пробы гнейсов A-212, в целом однороден и отличается хорошей сохранностью. Среднее значение возраста (207 Pb/ 206 Pb) 36 проанализированных зерен циркона, дискордантность U/Pb отношений в которых не превышает 1.5 %, составляет 2859±5 млн лет (СКВО=0.71, вероятность=0.9). В пробе гнейсов K-1513 присутствует циркон, для внутреннего строения которого характерно наличие метамиктизированных ядер, испытавших частичную перекристаллизацию, а также оболочек, образование которых, по-видимому, связано с высокотемпературными наложенными процессами. Для ядер получены дискордантные оценки возраста (207 Pb/ 206 Pb) в интервале 2.7–2.8 млрд лет, в то время как оболочки циркона характеризуются субконкордантными изотопными отношениями, а среднее значение их возраста (206 Pb/ 238 U) составляет 147±3 млн лет (СКВО=0.16, вероятность=0.96). Эта оценка возраста отвечает ранее полученной оценке возраста мезозойского метаморфизма амфиболитовой фации станового комплекса. Следует также отметить, что возраст цирконов древней популяции близок к возрасту чарнокитов и гранитоидов древнестанового комплекса Дамбукинского гранулитового блока (соответственно 2824±34 и 2833±15 млн лет), участвующего в строении Иликанского мегаблока.

Для метагаббро, прорывающего породы иликанской серии, U-Pb методом по единичным зернам циркона получена оценка возраста 2635±4 млн лет. В совокупности с результатами Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических исследований детритовых цирконов это позволяет сделать вывод о позднеархейском возрасте рассматриваемой серии (2859–2635 млн лет).

Для реконструкции геодинамической обстановки формирования пород иликанской серии использованы результаты геохимических и термобарогеохимических исследований амфиболитов, протолитами которых послужили вулканические и (или) субвулканические породы основного состава. Амфиболиты иликанской серии по химическому составу отвечают внутриплитным низкоглиноземистым и низкотитанистым толеитовым базальтам, дифференцированным по феннеровскому типу, и в целом соответствуют аналогичным породам крупных магматических провинций мира, что позволяет рассматривать Иликанский мегаблок блок как континентальный террейн.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00668, 10-05-00319, 10-05-00704) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ БРЯНТИНСКОЙ СЕРИИ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА (ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)

С.Д. Великославинский*, Е.Б. Сальникова*, А.Б. Котов*, А.М. Ларин*, В.П. Ковач*, Е.В. Толмачева**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, sd1949@yandex.ru **Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, elena_tolmacheva@vsegei.ru

Брянтинский (Мульмугинский) мегаблок находится в центральной части Джугджуро-Станового супертеррейна (ДСС) Центрально-Азиатского подвижного пояса и расположен между Иликанским и Купуринским мегаблоками. В его геологическом строении принимают участие метаморфизованные в условиях гранулитовой фации супракрустальные образования Сивакано-Токского блока и метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации супракрустальные образования, относимые к становому комплексу и выделяемые в составе брянтинской серии. Согласно существующей стратиграфической шкале, брянтинская серия является возрастным аналогом позднеархейской иликанской серии станового комплекса Иликанского мегаблока и купуринской серии станового комплекса Купуринского мегаблока. Брянтинская серия представлена преимущественно биотит-роговообманковыми гнейсами и амфиболитами. Супракрустальные породы Брянтинского блока прорываются многочисленными интрузиями метагаббро и метадиоритов, Лучинской дунит-троктолит-габбровой интрузией (248±1 млн лет), а также мезозойскими гранитоидами позднестанового, тындинско-бакаранского и ираканского комплексов.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования гнейсов брянтинской серии показали, что полученные для них значения модельного возраста T_{Nd}(DM) находятся в интервале 2.1–3.0 млрд лет. Таким образом, нижняя возрастная граница формирования брянтинской серии скорее всего не превышает 2.1 млрд лет.

С целью определения верхней возрастной границы формирования брянтинской серии выполнены U-Pb геохронологические исследования цирконов из прорывающих ее метадиоритов. Для них получена оценка возраста 239±5 млн лет, близкая к оценке возраста Лучинского массива (248±1 млн лет). Эти данные малоинформативны для оценки возраста брянтинской серии, поскольку свидетельствуют только о мезозойском возрасте метаморфизма слагающих ее пород. Поэтому были проведены геохронологические исследования ортоамфиболитов брянтинской серии. Акцессорный циркон, выделенный из пробы ортоамфиболита К-1035-4, представлен двумя морфологическими типами. Образование циркона первого типа на основании морфологических критериев и присутствия расплавных включений связывается нами с формированием расплава, родоначального для протолита ортоамфиболитов. Образование циркона второго типа, а также интенсивные преобразования циркона первого типа, по-видимому, происходили в условиях высокотемпературного метаморфизма. На диаграмме с конкордией точки изотопного состава изученных цирконов образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1940±2 млн лет, а нижнее пересечение, вблизи которого располагаются точки изотопного состава циркона второго типа, соответствует возрасту 268±7 млн лет (СКВО=0.45). Полученные результаты показывают, что образование ортоамфиболитов брянтинской серии связано с раннепротерозойским этапом эволюции ДСС, а ее возраст находится в интервале 1.9-2.1 млрд лет.

По химическому составу подавляющее большинство ортоамфиболитов Брянтинского мегаблока соответствует базальтам островных дуг, что позволяет рассматривать этот мегаблок как фрагмент островодужной системы, в настоящее время расположенный между континентальными Иликанским и Купуринским мегаблоками. Следует отметить, что по возрасту и пространственному расположению Брянтинский мегаблок может рассматриваться как южное продолжение Федоровской палеоостровной дуги Алданского щита.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00668, 10-05-00319, 10-05-00704) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ПОСТКОЛЛИЗИОННОЙ СТАДИИ ОБРАЗОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО ОРОГЕНА ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Е. Верниковская*, В.А. Верниковский*, Н.Ю. Матушкин*, О.П. Полянский**, Ю.М. Лаевский***, К.В. Воронин****

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

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН *Новосибирск, Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН

**** Новосибирский государственный университет

На основе имеющихся геофизических, геологических и теплофизических параметров (температура внедрения магмы, тепловой поток в коре, теплопроводность магматических и метаморфических пород и др.) было проведено трехмерное численное моделирование теплового режима коллизионного процесса при формировании орогена Енисейского кряжа, входящего в структуру юго-западного обрамления Сибирского кратона.

Термальные модели, рассматриваемые в масштабе всей литосферы орогенов, как правило, не учитывают внутреннее строение последних, оперируя средними теплофизическими характеристиками (например [1]). Проведенное нами моделирование позволяет учесть локальные особенности термального состояния коры орогена Енисейского кряжа в неопротерозое и в то же время определить общие закономерности, характерные для орогенов на постколлизионном этапе. Полученные результаты позволяют авторам обсудить следующие выводы моделирования и основные особенности выполненной работы.

• В литературе обсуждаются следующие механизмы формирования кислого расплава в коре: 1) в процессе плавления (анатексиса) нижних частей континентальной коры вследствие ее утолщения [2 и др.]; 2) за счет локального увеличения теплового потока из мантии над поднятиями астеносферы, нередко с формированием в отдельных зонах мантийно-коровых магм [3 и др.]; 3) в результате андерплейтинга, при глубинных интрузиях базитов под основание или в среднюю часть коры [4 и др.]; 4) вследствие внутрикорового разогрева, обусловленного аномальным распределением радиоактивных элементов; 5) вследствие температурных аномалий в зонах глубинных разломов, вызванных притоком флюидной фазы и декомпрессионным эффектом [5 и др.]. Для Енисейского кряжа, по-видимому, на тепловой эффект оказали первый, второй и последний факторы: 1) утолщение «нормальной» континентальной коры мощностью ~35 км до 50 км привело к погружению слоя средней коры, нагреванию до температур выше водонасыщенного солидуса пелитов (650-700 °C) и выплавлению гранитных магм, а на участках обширного процесса плавления, вероятно, происходило их смешение с мантийным компонентом; 2) повышенный тепловой поток мог сфокусироваться в наиболее проницаемой, ослабленной тектоническими процессами области коры (Татарско-Ишимбинской сутурной зоне), где в ее низах, к тому же при повышенной активности флюидов, зарождались расплавы из континентального корового магматического источника. Базитовые интрузии слабо проявлены в изучаемом регионе, а перераспределение радиоактивных элементов в нашем случае было следствием подъема гранитных магм на менее глубинные уровни коры и могло только расширить термальные ареалы метаморфизма, но не являлось причиной плавления.

• Перераспределение гранитного материала по механизму, описанному в [6], или путем потрещинных интрузий приводит к перестройке термального режима коры.

Утолщенная кора, как следует из данных [7], характеризуется распределением радиогенных источников тепла, не уменьшающегося с глубиной, а почти постоянного или даже увеличивающегося до некоторых уровней коры, что подтверждается исследованием Кольской сверхглубокой скважины [8]. Для коры орогена Енисейского кряжа эффекты повышенного теплопотока и внедрения гранитоидов приводят к схожему результату: в средней части коры, на глубине 10–20 км, температура возрастает на 80–100 °C.

Следствия полученных трехмерных численных моделей и проведенное одномерное параметрическое моделирование позволяют реконструировать основные тектонотермальные процессы коллизионного этапа формирования орогена. Вместе с тем термальная история орогена может иметь более сложную картину в связи с наложенными тектоническими и магматическими процессами. Такие процессы установлены при реконструкции формирования постколлизионного глушихинского лейкогранитного комплекса (750–720 млн лет) Енисейского кряжа. Лейкограниты этого комплекса образуют массивы, состоящие как из отдельных крутопадающих интрузивных тел, имеющих относительно простую пластинообразную форму, так и из группы таких тел. Геологические, геофизические, геохимические и геохронологические данные позволили оценить объемы, глубину и время их внедрения. В лейкогранитах установлено увеличение концентраций радиоактивных элементов К, U и Th, заметно превышающих их уровень по сравнению со средними содержаниями этих элементов в верхней коре и в породах других неопротерозойских гранитоидных комплексов региона. Результаты моделирования позволяют установить последовательность термальных событий, имевших место после этапа синколлизионного магматизма (760-750 млн лет), проявившегося в Татарско-Ишимбинской сутурной зоне. Последняя, отделяющая Центрально-Ангарский террейн от Сибирского кратона, в дальнейшем, в неопротерозое, явилась наиболее проницаемой для поступления новых магматических продуктов, сохраняя в своих пределах повышенный тепловой поток. Установлено, что существенное влияние на тепловой режим орогена оказывает действие трех факторов: радиогенного тепла интрузивов, аномалий повышенного теплового потока и максимальной концентрации интрузивных тел глушихинского комплекса в центральной части Центрально-Ангарского террейна. Тепло за счет скопления интрузивных хорошо проводящих тел небольшого размера передается горизонтально, прогревая области на западе от Татарско-Ишимбинской сутурной зоны. Это создает сложную наложенную картину теплового поля в континентальной коре центральной части Центрально-Ангарского террейна Енисейского кряжа.

В рамках проведенного моделирования к тому же находит объяснение вопрос об интерпретации больших временных разбросов в значениях абсолютного возраста магматических пород, полученных разными методами – U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Оценки возраста часто расходятся на десять и более миллионов лет. Длительность остывания массивов диаметром от нескольких километров до 10-20 км составляет не более первых миллионов лет, т.е. на порядок меньше. Однако, если формируется проницаемая зона орогена с тепловым потоком выше фонового в ~1.5 раза, действующая после внедрения гранитов, то ее область влияния распространяется на окружающие интрузивы, замедляя остывание последних. На глубине 13 км температура не опускается ниже 700 °C в интрузивных телах, в то же время на удалении температура составляет не более 600 °C. Тот же эффект будет наблюдаться и на меньших глубинах, но для меньших температур, характерных для «закрытия» К/Аг изотопной системы. Имеющиеся ⁴⁰Ar/³⁹Ar оценки возраста по слюдам для лейкогранитов глушихинского комплекса отражают время последних наложенных тектонотермальных событий. Для массивов Лендахского и Глушихинского эти оценки соответствуют 733-712 млн лет, Стрелковского - 687 млн лет, а Гаревского отвечают более поздним событиям – 592–518 млн лет [9]. Приведенные геохронологические данные показывают, что наиболее продолжительное остывание лейкогранитов происходит в массивах, наиболее удаленных на запад от Татарско-Ишимбинской тектонической зоны. В центральной части Центрально-Ангарского террейна, максимально горячей области орогена, более быстрое остывание лейкогранитных интрузий может быть объяснено эксгумацией вследствие последовательного внедрения этих близко расположенных в пространстве магматических тел, а также начала формирования в пределах Татарско-Ишимбинской тектонической зоны магматического комплекса активной континентальной окраины. Таким образом, подтверждается ведущая роль этой сутурной зоны в термальном режиме орогена.

Проведенные исследования показывают, что термальная история формирования коллизионных орогенов зависит от интерференции факторов, среди которых тектонические процессы, сопряженные с разновременной магматической деятельностью, значительно изменяют ее ход.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00733, 08-05-00208), интеграционного проекта СО РАН № 44 и программы ОНЗ РАН -10.

[1] Hieronymus C.F., Goes S. Complex cratonic seismic structure from thermal models of the lithosphere: effects

of variations in deep radiogenic heating // Geophys. J. Int. - 2010. - V. 180. - P. 999-1012.

- [2] Harris N., Vance D., Ayres M. From sediment to granite: timescales of anatexes in the upper crust // Chemical Geology. - 2000. - V. 162. - P. 155-167.
- [3] Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A. Mantle plumes and their geological manifestations // Intern. Geol. Rev. 2001. – V. 43. – P. 771–788.
- [4] Warren R.G., Ellis D.J. Mantle underplating, granite tectonics, and metamorphic P-T-t paths // Geology. 1996. – V. 24, № 7. – P. 663.
- [5] *Petford N., CrudenA.R., McCaffrey K.J.W., Vigneresse J.-L.* Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust // Nature. 2000. V. 408. P. 669–673.
- [6] Полянский О.П., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование гранитогнейсового диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим // Петрология. 2010. № 4. С. 450–466.
- [7] Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat production from heat flow data // Treatise on geochemistry. V. 3. The crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. – Amsterdam: Elsevier, 2005. – P. 65–84.
- [8] *Kremenetsky A.A., Milanovsky S.Y., Ovchinnikov L.N.* A heat generation model for the continental crust based on deep drilling in the Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 159. P. 231–246.
- [9] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 5. – С. 576–594.

ПЕРВЫЕ SR-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СУХОПИТСКОЙ И ТУНГУСИКСКОЙ СЕРИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (Р. ИРКИНЕЕВА)

И.А. Вишневская*, А.И. Прошенкин*, Е.Ф. Летникова *, А.Б. Кузнецов**, Г.А. Докукина*

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, skukaster@gmail.com **Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Долгие годы не утихают споры о геологической истории формирования Енисейского кряжа. Одним из аспектов полемики является вопрос о возрастных границах слагающих его отложений. Данная работа представляет первые результаты изучения осадочных позднепротерозойских карбонатов Енисейского кряжа в рамках стронциевой изотопной хемостратиграфии.

Осадочные карбонаты в рифее Енисейского кряжа описаны в свите Карточки и аладычнской свите сухопитской серии и потоскуйской свите тунгусикской серии. Свита Карточки (до 200 м) согласно залегает на нижележащей терригенно-осадочной погорюской свите. В разрезе преобладают известняки, доломитистые известняки с линзами и включениями кремней. Аладьинская свита (до 550 м) согласно залегает на свите Карточки и представлена доломитами, доломитовыми брекчиями, битуминозными и водорослевыми доломитами с прожилками и гнездами магнезита. Тунгусикская серия, нижние границы которой сложены отложениями потоскуйской свиты, залегает на сухопитской в одних районах согласно, а в других – с перерывом. Потоскуйская свита (до 1200 м) представлена в основном водорослевыми доломитами, известняками глинистыми, доломитистыми, битуминозными, глинистыми сланцами и алеврито-глинистыми песчаниками [2, 3].

В ходе полевых работ в районе рек Н. Теря и Иркинеева для изотопно-геохимических исследований было отобрано 24 пробы свиты Карточки, 30 образцов карбонатов и 9 образцов мергелей аладьинской свиты сухопитской серии и 11 образцов карбонатов потоскуйской свиты тунгусикской серии. Содержание Mn, Fe, Sr, Mg, Ca во всех образцах измерялись атомно-абсорбционным методом на приборе SP9 PI UNIKAM (ИГМ СО РАН). В результате проведенных исследований выяснилось, что образцы сухопитской серии (за исключением мергелей из нижней части разреза аладьинской свиты) являются в основном глинистыми (7–28 % терригенной примеси, в среднем 20 %) слабо доломитизированными (Mg/Ca=0.005–0.07) известняками с прослоями доломитов в нижней части разреза аладьинской свиты и в разрезе в устье р. Н. Теря свиты Карточки. Из 11 образцов потоскуйской свиты 4 из нижней пограничной части являются доломитами (Mg/Ca>0.53), остальные – доломитистыми известняками (Mg/Ca<0.05).

Применение набора геохимических критериев (Mg/Ca<0.024, Fe/Sr<5.0, Mn/Sr<0.2 для известняков и Mg/Ca<0.6, Fe/Sr<3.0, Mn/Sr<1.2 для доломитов [1]), отбор наименее макроскопически измененных образцов, а также образцов с низкой долей терригенной составляющей дают возможность выделить образцы с минимально нарушенной Rb-Sr изотопной системой. Содержание Мп в разрезе свиты Карточки постоянно в нижней части разреза – 110–170 г/т, в верхней части заметно увеличивается – до 4500 г/т, возможно из-за влияния постседиментационных флюидов, что заметно по буроватой окраске пород. Количество Fe и Sr на протяжении всего разреза варьируется от 500 до 4100 г/т и от 120 до 480 г/т соответственно. Геохимическим критериям полностью удовлетворяют два образца, полученные для них изотопные данные можно считать корректными для целей хемостратиграфии. Для аладыинской свиты характерны высокие содержания Fe – 2000–8000 г/т, количество Mn возрастает от 120 г/т в низах разреза до 5000 г/т в верхней его части. Содержание Sr варьируется в интервале 120–310 г/т. Следовательно, из-за высоких концентраций Fe и Mn для изотопных исследований можно использовать лишь пару образцов, которые ближе всего приближаются к вышеуказанным характеристикам (рисунок). Вероятно, полученные для этих образцов изотопные данные можно считать Srизотопной меткой свиты. Доломитовой части потоскуйской свиты присущи крайне малые



Распределение Fe/Sr, Mn/Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношений по разрезу сухопитской и тунгусикской серий.

содержания Sr – не более 30 г/т, в известковой части – достаточно высокие – 320–960 г/т. Вариации концентраций Fe и Mn по всему разрезу составляют 700–2000 г/т и 100–360 г/т соответственно. Три образца из известняковой части разреза не противоречат выдвинутым критериям и пригодны для целей хемостратиграфии.

Первые работы по изучению изотопного состава Sr для вышеуказанных отложений проводились совместно ИГМ СО РАН и ИГГД РАН. Было установлено, что первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для наименее измененных известняков свиты Карточки составляет интервал 0.7057– 0.7058, для известняков потоскуйской свиты 0.7056. Sr-изотопная метка аладьинской свиты, полученная для образцов с минимальными значениями отношений Fe/Sr и Mn/Sr критериев, равна 0.7061 (рисунок). Сопоставление этих данных с кривой вариации изотопного состава Sr в воде палеоокеана [1] и геологический материал указывают на позднерифейский возраст (1090– 840 млн лет) изученных карбонатных отложений сухопитской и тунгусикской серий, что согласуется с ранними [2, 3] стратиграфическими работами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00971, 09-05-01003) и ВМТК ИГМ СО РАН.

- [1] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 3–39.
- [2] Обручев В.А. Докембрий Енисейского кряжа // Стратиграфия СССР. Т. 1. Докембрий СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
- [3] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991.

СРЕДНЕКАРБОНОВЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОГО БЛОКА

А.В. Вишневский, А.Э. Изох, Г.В. Поляков

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

В ходе изучения малых габброидных интрузий Западной Монголии нами было выявлено, что они относятся к различным возрастным рубежам и сформировались в разных геодинамических обстановках [1]. В данном сообщении рассматривается среднекарбоновый этап этого типа магматизма.

Среднекарбоновые датировки получены для нескольких проявлений базитового магматизма, расположенных в Гобийском Алтае и Заалтайской Гоби. Возраст 332.1±4.1 млн лет (SHRIMP-II), 337.7±3.05 млн лет (Ar-Ar) получен для пикродолеритового интрузива Джавхлант, располагающегося в осевой части Гобийского Алтая, в 20 км к северо-западу от сомона Эрдэне. Примечательно, что с этим массивом связана рассеянная Cu-Ni сульфидная минерализация. Датирование пикритоидов из массива Ярын-Хад в Заалтайской Гоби, в 30 км южнее сомона Цэл, показало среднекарбоновый возраст (316.2±3.2 млн лет, SHRIMP-II, 330±2.9 млн лет Ar-Ar). К этому же возрастному рубежу можно отнести массив Дзахой в Заалтайской Гоби, породы которого прорывают ранне-среднекарбоновые вулканогенно-осадочные отложения и рвутся верхнекарбоновыми гранитоидами.

Массив Джавхлант представляет собой небольшой ксеноблок среди гранитоидов в осевой части хребта Монгольский Алтай. Свежие габброиды располагаются в центральной и юго-восточной частях тела и представлены оливиновыми меланогаббро и верлитами. Для них характерна пойкилитовая структура, образованная крупными ойкокристаллами клинопироксена или амфибола. Точки составов пород на TAS-диаграмме ложатся преимущественно в поля ультраосновных и основных пород умеренной щёлочности. Наиболее магнезиальные разности содержат до 25 мас. % MgO. Содержание TiO₂ низкое и колеблется от 0.35 до 0.85 мас. %, в среднем около 0.6 мас. %; характер щёлочности – натровый (K₂O/Na₂O 0.16–0.44 мас. %, в среднем 0.25).

Массив Ярын-Хад располагается в крупном сложном гранит-монцодиоритовом массиве, относящемся к заалтайскому гранитоидному комплексу верхнего карбона. Вмещающей для гранитоидов является среднедевонская вулканогенно-осадочная толща, включающая базальты (в том числе и с подушечной отдельностью), андезибазальты и лавобрекчии. Среди гранитоидов встречаются многочисленные останцы габброидов. Породы данной ассоциации представлены оливиновыми габбро, норитами и габбро-норитами до плагиоклаз-роговообманковых лерцолитов. Составы пород на TAS-диаграмме располагаются в полях ультраосновных и основных пород нормального ряда. Выделяются две группы пород – ультраосновная (16–28 мас. % MgO) и основная (7–9 мас. % MgO), характеризующаяся относительно повышенными содержаниями TiO₂ и P₂O₅ (около 1 и 0.3 мас. % соответственно); типичные содержания в ультраосновной группе – 0.5 мас. % TiO₂ и 0.1 мас. % P₂O₅.

Массив Дзахой располагается в Заалтайской Гоби, в 50 км к востоку от массива Ярын-Хад. Вмещающей толщей для него служат вулканогенно-осадочные породы раннекаменноугольного возраста. Массив имеет форму, в плане близкую к изометричной, с диаметром около 1000 м. Среди пород преобладающим распространением пользуются оливиновые габбро различной степени меланократовости, редко встречаются анортозиты и габбро-нориты. Составы пород попадают на TAS-диаграмме также в область ультраосновных и основных пород нормальной щёлочности. Характер щёлочности отчётливо выраженный натриевый, содержание K_2O не превышает 0.3 мас. %, тогда как количество Na₂O увеличивается с 0.6 до 2.3 мас. % с увеличением количества кремнезёма. Весьма низки также содержания TiO₂ и P₂O₅; характерные значения – до 0.35 мас. % TiO₂ и до 0.05 P₂O₅, что близко к пределу обнаружения для РФА. Иная картина наблюдается в поведении Al и Ca; содержание Al₂O₃ с понижением количества



Нормированные спектры распределения РЗЭ для пород рассматриваемых массивов.

MgO возрастает с 12.8 до до 21 мас. % (для анортозитов до 27), а CaO – с 9.6 до 16 мас. %.

РЗЭ спектры для пород массива Джавхлант характеризуются плавностью с устойчивым отрицательным наклоном (La_n/Yb_n=3.83–5.0); на мультиэлементных спектрах выделяется лишь положительная Sr аномалия. РЗЭ спектры для массива Ярын-Хад характеризуются более плавным наклоном, по сравнению с таковыми для массива Джавхлант, а на мультиэлементных спектрах, помимо положительной Sr аномалии, присутствует умеренная отрицательная по Та и Nb. РЗЭ спектры для пород массива Дзахой значительно отличаются от рассмотренных ранее; Σ РЗЭ составляет 8–16 ppm, против 40–70, и появляется положительная Eu аномалия (Eu_N/Eu* 1.15–2.1). На мультиэлементных спектрах выделяются сильная положительная Sr, отрицательные Th и Nb аномалии.

С учётом имеющихся данных по тектонике региона, приведённых нами датировок и геохимии пород, рассмотренные массивы отвечают различным участкам и стадиям развития активной континентальной окраины Северо-Монгольского блока.

[1] Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизмма Западной Монголии // Геология и геофизика. – 2011. – № 1 (в печати).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ТАШЕЛГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

А.Г. Владимиров*, А.Н. Уваров**, И.Ю. Анникова*, С.З. Смирнов*

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vladimir@uiggm.nsc.ru **Новокузнецк, ФГУП «Запсибгеолсъемка», info@zapsibgeo.ru

Ташелгинское, или Мраморное (в терминологии ФГУП «Запсибгеолсъемка»), сподуменпегматитовое месторождение было открыто в 2005–2007 гг. К настоящему времени на нем завершены поисково-разведочные работы, в результате которых вскрыты четыре жилы сподуменовых пегматитов («Юрьевская», «Юбилейная», «Ляпуновская» и «Николаевская» с сателлитами) средней мощностью 0.8–1.2 м, протяженностью до 100 м и глубиной (бурение с отбором представительных образцов) свыше 80 м [2]. Наиболее крупной и богатой по содержанию Li₂O (в среднем – 1.18 %) является жила «Юрьевская», вскрытая в левом борту р. Ташелги, характеризующаяся протяженностью в 100 м и мощностью от 0.3 м до 1 м, а также отчетливым зональным строением: внешняя зона (5–7 см) мелкозернистая аплитовидная, центральная часть представлена крупнозернистым пегматитом, обогащенным сподуменом (до 15 %). Эта жила и явилась главным объектом при минералогических, микроминералогических, термобарогеохимических и химико-технологических исследованиях, проводимых авторами доклада в рамках интеграционного проекта «Литий Сибири».

Ташелгинское поле сподуменовых пегматитов находится в пределах докембрийской Колтасской рифтовой зоны и контролируется Золотокитатским глубинным разломом. Формирование гранитных пегматитов данного района, по-видимому, связано с первой фазой внедрения порожнинского комплекса, представленной биотитовыми гранитами. Вмещающими породами для пегматитовых жил Ташелгинского месторождения являются мраморы и метаморфические сланцы.

Возраст сподуменовых микроклин-альбитовых пегматитов жилы «Юрьевская», по данным U-Pb изотопного датирования магматогенного циркона (метод SHRIMP, ВСЕГЕИ), составляет 407.5±13 млн лет [2], что, по мнению В.Е. Загорского и соавторов [1], является дискуссионным, поскольку резко отличается от значений абсолютного возраста гранитов порожнинского комплекса (211±4 млн лет), с которыми связывается появление этих пегматитов, а какие-либо другие граниты, с которыми можно было бы связать появление здесь пегматитов, просто отсутствуют.

На площади Ташелгинского рудного узла выявлено четыре минералогических разновидности гранитных пегматитов: 1) грубо-гигантозернистые буровато-серые, розовые и красные олигоклаз-микроклиновые до микроклиновых с биотитом, реже амфиболом или диопсидом; 2) двуслюдяные светло-серые лейкократовые альбит-микроклиновые; 3) крупнозернистые светлосерые мусковитсодержащие микроклин-альбитовые; 4) крупнозернистые светло-серые сподумен-микроклин-альбитовые с мусковитом.

Для Ташелгинского поля сподуменовых пегматитов отмечается зональное строение, обусловленное сменой с северо-запада на юго-восток олигоклаз-микроклин-биотитовых разностей пегматитов микроклин-альбит-мусковитовыми и сподумен-микроклин-альбит-мусковитовыми разностями.

Сподуменовые пегматиты Ташелгинского рудного района Кемеровской области относятся к так называемым «нулевым» объектам, изучение которых сейчас находится на первом этапе прогнозно-поисковых геологических работ и химико-технологических исследований сподуменового сырья, поэтому ниже будут представлены новые данные по минеральному и микроминеральному составу сподуменовых пегматитов Ташелгинского месторождения.

Макроскопически (при полевых наблюдениях) минеральный состав сподуменовых пегматитов жилы «Юрьевской» диагностируется как кварц-полевошпат-сподуменовый с подчиненным количеством мусковита. Сподумен образует удлиненные крупные (до 30 см) голубовато-зеленые и серо-зеленые идиоморфные зерна с характерным шелковистым отливом. Он ассоциирует с идиоморфным светло-серым крупнозернистым калишпатом. Темно-серый кварц, как правило, заполняет межзерновое пространство. Интересно отметить, что при полевом изучении жилы «Юрьевская» (сезон 2010 г.) авторами доклада были отмечены крупные (около 15 см) изогнутые (S-образные) кристаллы сподумена, по-видимому, несущие на себе следы вязких пластических деформаций.

Данные рентгенофазового анализа позволили установить, что исходная руда сложена главным образом кварцем (25 мас. %), плагиоклазом (альбитом) (28 мас. %), калиевым полевым шпатом (17 мас. %) и сподуменом (21 мас. %). Мусковит встречается в резко подчиненном количестве (4 мас. %). Кроме того, в количествах, не превышающих 2 мас. %, отмечаются каолинит и хлорит, наличие которых является результатом либо химического выветривания пегматита на поверхности, либо механохимических преобразований первичных минералов при дроблении породы.

Сподумен Ташелгинского месторождения не несет следов значительного изменения более поздними процессами гидротермального воздействия или процессами гипергенеза. Содержание Li₂O в сподумене составляет 6.23 мас. % (среднее по определениям методами атомной абсорбции и ICP-AES). Главными примесями являются FeO – 0.36 мас. % и MnO – 0.11 мас. %.

Микроминералогические исследования сподуменовых пегматитов Ташелгинского месторождения проводились методом сканирующей электронной микроскопии и позволили диагностировать в них следующие акцессорные минеральные фазы: пирит, пирротин, касситерит, минералы рода танталита-колумбита, монацит, микролит, апатит и уранинит. Наиболее крупные выделения установлены для нередко идиоморфного пирита, который на поверхности замещается агрегатом окислов и гидроокислов железа, и для минералов рода танталита-колумбита. Последние представлены манган-колумбитом и танталит-колумбитом. Подавляющее большинство акцессорных минералов являются микровключениями в главных породообразующих минералах пегматита: сподумене и полевых шпатах (калишпате и плагиоклазе), однако отмечаются, например, микровключения микролита в манган-колумбите, касситерита и уранинита – в апатите.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН (МИП № 29), РАН-СО РАН (ОНЗ-10.3) и РФФИ (грант 10-05-00913).

- [1] Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Владимиров А.Г., Михеев Е.И., Савинский И.А., Котлер П.Д. Геотектоническое положение месторождений сподуменовых пегматитов Сибири // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докладов. Екатеринбург, 2010. Т. 1. С. 245–246.
- [2] Уваров А.Н., Ляпунов И.А., Юрьев А.А. и др. Прогнозно-поисковые работы на редкие металлы в пределах Ташелгинского рудного района в Кемеровской области за 2005–2007 гг. Геологический отчет. – Елань, ФГУП «Запсибгеолсъемка», 2007. – 410 с.

ДВА ВОЗРАСТНЫХ ЭТАПА ГЛУБИННОГО РИФТОГЕННОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЮЖНОЙ ГОБИ (МОНГОЛИЯ), РАЗЛИЧИЯ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ

Н.В. Владыкин

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

В Южно-Гобийском складчатом поясе в 70–80-е годы работами В.И. Коваленко, Н.В. Владыкина и др. выделено две щелочные провинции: Южно-Гобийский пояс щелочных гранитов и Южно-Гобийская карбонатитовая провинция. В первую входят 12 массивов щелочных гранитов и вулканитов с суперкрупным Хан-Богдинским массивом (площадь 1500 км²) и Лугингольским массивом К-псевдолейцитовых сиенитов с редкометалльными карбонатитами, а во вторую – 7 вулканоплутонов К-щелочных пород с карбонатитами и редкометалльными апатит-магнетитовыми проявлениями. Все они имеют рифтогенное происхождение, приурочены к глубинным разломам субширотного простирания и расположены цепочкой с запада на восток [1].

В результате дальнейших детальных геохимических работ был получен пермь-карбоновый возраст [2] для щелочных гранитов (в том числе и Хан-Богдинского массива). Лугингольский комплекс К-псевдолейцитовых сиенитов с TR-карбонатитами также имеет пермский возраст. Недавно было обнаружено еще одно проявление TR-карбонатитов, расположенное к западу от Лугингольского массива (Цеденовское), связанное с К-шонкинитами, которые по формационной принадлежности полностью аналогичны суперкрупному карбонатитовому месторождению TR – Маунтин Пасс в США. Примерно на таком же расстоянии от Лугингольского массива, но к востоку нами обнаружена дайка свежих нефелиновых сиенитов и серия даек щелочных сиенитов, которые, возможно, образуют еще один массив щелочных и нефелиновых сиенитов. Эти сиенитовые массивы попадают на одну линию с Хархадским и Хан-Богдинским щелочно-гранитными массивами, но отделены от них мощным региональным разломом и расположены к востоку от этого разлома. Возможно, нужно еще выделить пермскую провинцию щелочных сиенитов и отделить от щелочно-гранитной, учитывая их разное происхождение.

Для массивов и вулканических проявлений карбонатитовой провинции Южной Гоби получен позднемезозойский возраст (для карбонатитового комплекса Мушугай–Худук юрский – 120–140 млн лет).

По химическому составу щелочные граниты пояса представлены безрудными агпаитовыми Са-катафоритовыми гранитами, за исключением Хан-Богдинского массива. В западной части встречаются вулканические разрезы комендитового и пантеллеритового состава [1]. Особое место в этом поясе имеет суперредкометалльный Хан-Богдинский массив [3]. Он приурочен к двум кольцевым структурам центрального типа, подчеркивающим его глубинное происхождение. В массиве имеются кольцевые и радиальные дайки дополнительной интрузивной фазы. В СВ и ЮЗ приконтактовых частях вмещающими породами массива являются базальткомендитовые вулканиты бимодальной серии. Контакты обоих колец тектонические. Главная фаза большого кольца – моношпатовые катафоритовые агпаитовые щелочные граниты. Из-за высокого коэффициента агпаитности вместо циркона в них кристаллизуется Na-цирконосиликат-эльпидит и Са-цирконосиликат армстронгит [4]. Следующая фаза массива представлена жильными расслоенными телами экеритов и пегматитов, которые часто приурочены к провесам кровли основных эффузивов. С этими телами связано крупное месторождение редких металлов – Zr, TR, Nb. В некоторых мелкозернистых щелочных гранитах и пегматитах содержания циркония достигают 7 %, его концентратором является водный щелочной цирконосиликат-эльпидит (до 20 % эльпидита в породе). В породах массива обнаружено три новых минерала [4] – армстронгит, монголит и коваленкоит и целый ряд редких минералов, часть из которых тоже являются новыми, но они аморфизированы (с распавшимися структурами). В мире нет аналогов этому массиву ни по размерам, ни по количеству и разнообразию редкометалльной минерализации [3]. Значительная рудная продуктивность связана с наличием сверху массива плотного вулканического экрана, под которым и накопились водно-фтористые флюид-расплавы с редкометалльной минерализацией.

В Лугингольском массиве псевдолейцитовых сиенитов рудоносными являются редкоземельные карбонатиты с фторкарбонатами редких земель – бастнезитом и синхизитом, содержание которых в некоторых жилах доходит до 30–40 % (до 20 % TR). По содержаниям TR карбонатиты Лугингольского массива приближаются к карбонатитам Маунтин Пасс (США) и Баюнь-Обо (Китай), которое находится в 150 км от Лугингольского массива. Подобная карбонатитовая жила имеется и в Цеденовском проявлении, шонкиниты которого – полные аналоги шонкенитов Маунтин Пасс. Все эти проявления относятся к одному формационному типу – К-щелочных пород.

В юрском карбонатитовом комплексе Мушугай–Худук рудными компонентами являются ТR и фосфор, а рудоносными – кальцит-флюорит-кварцевые карбонатиты и апатитовые породы типа нельсонитов. Содержания редкоземельных элементов в магматических апатитовых породах доходят до 15 %, а в апатит-магнетит-флюорит-целестиновых породах – до 2–3 %. В массиве имеются уникальные проявления ярозит-церусситовых туфов с содержаниями свинца до 18 %. Все эти проявления ТR-минерализации по запасам рудных компонентов являются месторождениями.

По геохимии изотопов Sr и Nd магмы редкоземельных карбонатитовых комплексов Мушугай Худук и Лугингол образовались из мантийного источника EM-2 [5]. Довольно высокое отношение изотопов Sr в них связано с рециклингом мантии при субдукции по зонам Беньофа в складчатой зоне Южной Гоби корового материала,

А затем из этой контаминированной мантии при малом коэффиценте плавления образовывались магмы щелочных пород. Редкие элементы накапливались в виде комплексных соединений вместе с летучими компонентами и щелочами в карбонатной жидкости, которая отделялась при кристаллизации магмы от силикатных щелочных пород в виде карбонатитов.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 150 с.
- [2] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Владыкин Н.В. и др. Геология и возраст Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в Южной Монголии // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Иркутск, 2006. С. 20–54.
- [3] Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов. – М.: Наука, 1981. – 200 с.
- [4] Минералы Монголии / Н.В. Владыкин, Л.И. Агафонов, И. Максимюк и др. М.: ЭКОСТ, 2006. 400 с.
- [5] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Владыкин Н.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Два типа источников магм редкометалльных щелочных гранитоидов // Щелочной магматизм, его источники и плюмы. Иркутск, 2007. С. 5–37.

РАННЕДЕВОНСКИЕ МАГМООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В МИНУСИНСКОМ ПРОГИБЕ (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И Sr-Nd ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)

А.А. Воронцов*, Г.С. Федосеев****, И.В. Сандимиров*, С.И. Дриль*

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voron@igc.irk.ru **Новосибирск, Новосибирский государственный университет *** Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, fedoseev@uiggm.nsc.ru

В истории образования каледонид юго-западного обрамления Сибирской платформы выделяются по меньшей мере три этапа. В венд-кембрийский этап были сформированы протяженные вулканоплутонические пояса с характеристиками, типичными для обстановок островных дуг, окраинных морей и океанического дна. На позднекембрийско-ордовикском этапе широко проявился гранитоидный и базитовый магматизм, который увязывается с аккреционными процессами, выражавшимися в сочленении фрагментов островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов и микроконтинентов [1]. В раннедевонскую эпоху возникла Алтае-Саянская рифтовая область, включившая территории Минусинского и Тувинского прогибов, Восточного и Западного Саяна, Северо-Западной Монголии, Монгольского и Горного Алтая общей площадью 500×700 км. Минусинский прогиб объединяет систему обособленных впадин, распределенных по площади около 10 000 км² между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна. Наиболее крупными структурами являются Южно-Минусинская, Сыдо-Ербинская и Чебаково-Балахтинская впадины, рифтогенный характер которых подчеркивают их разломные (сбросы) борта, сформировавшиеся, по-видимому, одновременно с началом магматической активности в их пределах [2]. Развитие этих впадин происходило одновременно с формированием базальтовых, базальт-андезибазальтовых, базальт-трахитовых, нефелинит-фонотефритовых и бимодальных базальт-трахириолит-комендитовых ассоциаций с последующим образованием долеритов и лабрадоровых порфиритов (силлы), тешенитов и тералитов (дайки и межпластовые тела), шелочных сиенитов и плагиопорфиров (штоки, дайки) [3]. Большинство из них участвует в строении вулканогенно-осадочных толщ и объединяется в раннедевонскую быскарскую серию, которая с несогласием залегает на вендкембрийских и кембро-ордовикских отложениях, представленных эффузивными породами широкого спектра составов, хлоритовыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, метаморфизованными известняками и доломитами. В осадочном компоненте быскарской серии преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты и пепловые туфы (матаракская и арамчакская свиты), среди которых располагаются редкие горизонты известняков мощностью от 1-2 до нескольких десятков метров. В некоторых районах они становятся мергелистыми и тесно ассоциируют с преобладающими по объему алевролитами (шунетская свита) [4]. Отложения быскарской серии вскрываются по обрамлениям впадин и в центральных частях антиклинальных складокподнятий. В Чебаково-Балахтинской впадине, например, насчитывается около десяти таких поднятий – Копьевское, Новоселовское, Кокоревское, Тонское и другие.

В Копьевском и Новоселовском поднятиях базальты и долериты являются ведущей разновидностью пород, участвующих в строении магматических ассоциаций. Содержание SiO_2 в них изменяется в интервале от 46.4 до 52.0 мас. %, суммарное содержание щелочей варьируется от 4.2 до 8.3 мас. %, что соответствует составам базальтов субщелочного ряда. Все базиты обогащены редкими литофильными, в том числе редкоземельными элементами по сравнению с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов (MORB) и близки по составу к внутриплитовым субщелочным базальтам типа OIB. В то же время по сравнению с OIB они обеднены высокозарядными некогерентными элементами Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и обогащены Ba, Sr и тяжелыми редкими землями [5], что характерно для источников расплавов, обогащенных водным флюидом и формирующих вулканоплутонические серии в надсубдукционных условиях. Дополнительную характеристику состава источников расплавов дают изотопные данные. Точки



Рис. 1. Изотопный состав базитов Копьевского (1) и Новоселовского (2) поднятий на диаграмме εSr(T) – εNd(T), где T=390 млн лет.

составов базитов, представленные на графике $\varepsilon Sr(T) - \varepsilon Nd(T)$ (рис. 1), группируются в линейно вытянутое поле, которое отклоняется от тренда мантийной корреляции. При относительно стабильных значениях εNd это поле составов вытягивается параллельно к оси $\varepsilon Sr(T)$ от области мантийных источников с параметрами PREMA в сторону составов, обогащенных радиогенным стронцием. Подобная закономерность указывает на плавление мантийного субстрата типа PREMA и дополнительного компонента с высоким содержанием Sr, повышенной величиной



Рис. 2. Составы базитов и известняков на диаграмме ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – 1/Sr.

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и низкими содержаниями P3Э. Таким параметрам удовлетворяет карбонатный материал, который, возможно, был ассимилирован базальтовой магмой. В качестве возможных карбонатсодержащих компонентов ассимиляции можно рассматривать венд-кембрийские известняки, подстилающие раннедевонские вулканиты. Для венд-кембрийских и раннедевонских известняков были получены данные по изотопному составу стронция. На диаграмме ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – 1/Sr (рис. 2) поле составов базитов расположено на линии смешения между средним составом OIB [6] и составом венд-кембрийских известняков, которые характеризуются высоким содержанием Sr = 2486 ppm и повышенным значением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70856 по сравнению с раннедевонскими известняками. Фигуративные точки составов последних смещены от предполагаемой линии смешения в сторону состава сиалической континентальной коры.

Представленные геохимические и Sr-Nd изотопные характеристики раннедевонских базитов позволяют распознать в их образовании два источника расплавов. Один из них, близкий по параметрам к мантии типа PREMA, преобладает в составе базитов с геохимическими характеристиками обогащенных мантийных источников типа OIB. Другой источник можно сопоставить с мантией, метасоматизированной в надсубдукционных условиях. Его участие в магмообразовании привело к появлению геохимических признаков IAB и подтверждается заражением базитовых расплавов радиогенным стронцием в результате ассимиляции венд-кембрийских известняков, попавших в мантийные области плавления при субдукции на раннем этапе развития литосферы рассматриваемого региона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 10-05-0055, 10-05-00730).

- [1] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 32 с.
- [2] *Лучицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
- [3] Богнибов В.И. Раннедевонский дайковый комплекс плагиопорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау // Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Труды ИГГ СО АН СССР, вып. 177. – С. 85–148.
- [4] Fedoseev G.S. The role of magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, Western Siberia, Russia // Bulletin of Geosciences. - 2008. - V. 83, № 4. - P. 473-480.
- [5] Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология. – 2010. – Т. 18, № 6. – С. 45–58.
- [6] Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Geol. Soc. Spec. Publ. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.

ДЕТАЛЬНОЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КАМПТОНИТОВ АГАРДАГСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

А.А. Гибшер, В.Г. Мальковец, А.В. Травин, А.С. Гибшер

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, n.gibsher@gmail.com

Основным источником информации о составе и строении литосферной мантии Земли являются мантийные ксенолиты, вынесенные кимберлитами и щелочными базальтоидами. В пределах складчатых поясов подавляющее большинство мантийных ксенолитов вынесены базальтоидами олигоцен-четвертичного возраста [1, 2]. Наиболее древним проявлением ксенолитсодержащего щелочно-базальтоидного вулканизма, описанным в мировой литературе, являются карбон-пермские щелочные базальты и лампрофиры Шотландии [2–4]. Находка на Западном Сангилене даек ордовикских камптонитов, в изобилии содержащих ксенолиты мантийного происхождения, представляет большой интерес для петрологии литосферной мантии и открывает перспективы для построения единой схемы эволюции внекратонной субконтинентальной литосферной мантии во времени, начиная с раннего палеозоя [5, 6]. Как показали результаты ⁴⁰ Аг/³⁹ Аг датирования камптонитов агардагского щелочно-ба-

Как показали результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования камптонитов агардагского щелочно-базальтоидного комплекса, образование даек происходило во время кратковременного эпизода вулканической активности в позднем ордовике [7]. В ходе детального минералого-петрологического изучения камптонитов агардагского комплекса было установлено наличие двух групп даек (А и Б), дискретных по составу, текстуре и наличию либо отсутствию глубинных ксенолитов [5]. Геологическое положение даек обеих групп совпадает. Определение возраста даек, приведенное нами в работе [7], проводилось по мегакристаллам амфибола и биотита из даек группы А, в то время как группа Б датирована не была. В данной работе мы приводим результаты комплексного изотопно-геохронологического исследования обеих групп камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилена ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом.

В ходе геологического картирования было обнаружено и изучено 26 даек камптонитов, прорывающих разновозрастные метаморфические и магматические образования – метабазиты Агардагского пояса, метаморфические породы тесхемской и мугурской толщ (возраст последней стадии метаморфизма 468 млн лет [8]), расслоенные габброиды Правотарлашкинского массива, габброиды и монцодиориты Башкымугурского массива (524±9 и 465±1.2 млн лет, соответственно [9]) и аляскитовые гранитоиды байдагского комплекса (473±7 млн лет [8]).

Для выяснения времени образования камптонитов групп А и Б отбирались образцы крупных мегакристаллов керсутита (6–8 см), биотита (5–6 см) и полевого шпата (3 см), а также валовые образцы камптонита. Всего было получено 12 датировок по мегакристаллам биотита (2 определения), амфибола (6 определений), полевого шпата (1 определение) и основной массе камптонита (3 определения).

Большая часть датировок (6 образцов), рассчитанных методом плато для мегакристаллов амфибола и биотита, попадают в узкий интервал значений от 439.1±4.3 до 446±4 млн лет (таблица). Следует отметить, что согласующиеся между собой в пределах ошибки значения возраста плато как слюд, так и амфиболов наблюдаются для обеих групп даек. На этом основании можно сделать вывод о возрасте формирования обеих групп даек агардагского комплекса, равном 443.3±1.3 млн лет (среднее взвешенное). Меньшие значения возраста получены методом плато для валового образца камптонита дайки 3H (356.9±2.1 млн лет), по промежуточному плато для валовых образцов камптонитов даек 2H (379.2±2.4 млн лет), 5H (384.5±5.5 млн лет) и для мегакристалла полевого шпата из дайки 2H (256.2±6.0 млн лет).

Вариации значений ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировок наблюдаются даже в пределах одной дайки. Для даек 3H и 5H датировки по мегакристаллам темноцветных минералов показывают намного большие значения, чем для вала камптонитов (таблица). Вероятно, причина занижения датировок по валу заключается в «переустановлении» аргоновой системы полевых шпатов, в изобилии содержащихся в матриксе камптонита, в результате более позднего прогрева. Как показали

		Возраст плато	Источник данных	
дайки гр	уппы А			
3H	Амфибол	446 ± 4 млн лет	[7]	
3H	Биотит	441.3 ± 2.4 млн лет	[7]	
3H	Камптонит	356.9 ± 2.1 млн лет	данная работа	
5H	Амфибол	445.8 ± 2.5 млн лет	данная работа	
5H	Камптонит	384.5 ± 5.5 млн лет	данная работа	
20H	Амфибол	443.9 ± 4.4 млн лет	данная работа	
22H	Амфибол	542.4 ± 5.2 млн лет	данная работа	
дайки группы Б				
2H	Калишпат	256.2 ± 6 млн лет	данная работа	
2H	Камптонит	379.2 ± 2.4 млн лет	данная работа	
4H	Амфибол	439.1 ± 4.3 млн лет	данная работа	
23H	Амфибол	482.9 ± 7.4 млн лет	данная работа	
30H	Биотит	443.3 ± 5 млн лет	данная работа	

Возраст камптонитов и мегакристаллов из даек групп А и Б, определенны	й
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar методом. Датирование проводилось А.В. Травиным в лаборатори	И
радиогенных и стабильных изотопов ИГМ СО РАН, г. Новосибирск	

результаты исследования продатированного полевого шпата (образец 2H66) на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3, исследуемый образец представляет собой смесь ортоклаза, разупорядоченного (высокого) альбита и гидрослюды. Структура ортоклаза характеризуется микромасштабным локальным упорядочением катионов Al и Si с образованием доменов триклинной структуры в моноклинной, отражая медленное остывание системы [10]. Следовательно, температура закрытия аргоновой системы не соответствует температуре кристаллизации полевого шпата из расплава, а время закрытия изотопной системы не совпадает со временем внедрения даек. Кроме того, наличие кислого плагиоклаза и гидрослюды указывает на позднее гидротермальное изменение калишпата. По этой причине датировки, полученные по валу камптонита (356.9±2.1 – 384.5±5.5 млн лет), также не могут быть интерпретированы как возраст формирования даек, поскольку матрикс камптонита в изобилии содержит микролиты полевого шпата.

Две наиболее древние датировки (542.4 \pm 5.2 и 482.9 \pm 7.4 млн лет), рассчитанные по отдельным высокотемпературным ступеням мегакристаллов амфибола, скорее всего, обусловлены присутствием в кристаллической решетке избыточного ⁴⁰Ar*. Этот вывод согласуется с геологическими данными, поскольку дайки прорывают габброиды и монцодиориты Башкымугурского массива, имеющего возраст 465 \pm 1.2 млн лет [9]. Удревнение возраста в данном случае может быть связано с захватом древнего аргона из вмещающих толщ. Для выяснения возможности поправки на захваченный ⁴⁰Ar* методом изохронной регрессии требуется получение ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастных спектров названных образцов с гораздо большим количеством ступеней в области высоких температур.

Таким образом, приведенный выше анализ данных, полученных в результате 40 Ar/ 39 Ar датирования камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса, позволил установить, что время внедрения даек совпадает со временем закрытия K/Ar изотопной системы в мегакристаллах темноцветных минералов – амфибола и биотита. Формирование даек происходило в результате кратковременного эпизода вулканической активности 443.3±1.3 млн лет назад. Содержащиеся в дайках мантийные ксенолиты представляют собой самое древнее вещество литосферной мантии, вынесенное внекратонными щелочными базальтоидами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования РФ (госконтракт 02.740.11.0328 от 7 июня 2009 г.).

- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G.C. The composition and evolution of lithospheric mantle: a Re-evaluation and its tectonic implications // Journal of Petrology. – 2009. – V. 50, № 7. – P. 1185–1204.
- [2] *Hunter R.H., Upton B.G.J.* The British Isles a Palaeozoic mantle sample // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. Chichester, UK: Wiley, 1987. P. 107–118.

- [3] Upton B.G.J., Aspen P., Chapman N.A. The upper mantle and deep crust beneath the British Isles: evidence from inclusions in volcanic rocks // Journal of the Geological Society (London). – 1983. – V. 140. – P. 105– 121.
- [4] *Downes H.* Geochemistry of mafic and ultramafic xenoliths from Fidra (Southern Uplands, Scotland): Implications for lithospheric processes in Permo-Carboniferous time // Lithos. 2001. V. 58. P. 105–124.
- [5] Гибшер А.А. Состав и строение ордовикской литосферной мантии Западного Сангилена (Центрально-Азиатский складчатый пояс) по данным изучения мантийных ксенолитов из камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2009. – 16 с.
- [6] Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Похиленко Н.П. Состав ордовикской литосферной мантии по данным изучения ксенолитов перидотитов из камптонитов нагорья Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Доклады АН. – 2010. – Т. 433, № 3.
- [7] Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы // Доклады АН. 2001. Т. 378, № 6. С. 1–4.
- [8] Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): полемический пересмотр опубликованных данных // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тезисы докладов Всероссийской конференции по изотопной геохронологии. – М., 2001. – С. 261–264.
- [9] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кемброордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы научно-практической конференции. – Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. – С. 68–73.
- [10] *Патнис А., Мак-Коннелл Дж.* Основные черты поведения минералов: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 304 с.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОЗОЕ – МЕЗОЗОЕ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Иванов, А.М. Мазукабзов, Н.А. Ухова

Иркутск, Институт земной коры CO PAH, gladkochub@mail.ru

Древние кратоны представляют собой уникальные геологические объекты, запечатлевшие в своей структуре свидетельства длительной истории эндогенных и экзогенных процессов. Тектономагматические события, ответственные за формирование современного облика этих кратонов, отражают как историю становления и развития собственно этих участков консолидированной континентальной коры, так и отголоски процессов, происходивших далеко за пределами кратонов, но оказавших на них определенное, и порой значительное, воздействие. Надежными свидетельствами подобных процессов являются интрузивные и эффузивные комплексы, изучение которых позволяет проследить историю эндогенной активности в пределах тех или иных территорий. Для выявления основных этапов базитового магматизма, проявившегося в пределах южной части Сибирского кратона в фанерозое, на площади региона были изучены рои базитовых даек и вулканические породы основного состава, возраст которых (на основании геологических наблюдений и редких ранее полученных К-Аг валовых датировок) предполагался как постдокембрийский. Проведенные исследования позволили установить, что для южного фланга Сибирского кратона могут быть выделены три основных пика фанерозойского базитового магматизма.

Первое (раннепалеозойское) событие фиксируется дайками высокотитанистых базитов. Эти породы развиты в пределах Бирюсинского, Шарыжалгайского и Голоустенского выступов фундамента Сибирского кратона. Возраст слагающих дайки габбро-долеритов варьируется от 511±5 млн лет [1] на Бирюсинском выступе до 494±5 млн лет (дайки в районе пос. Большое Голоустное) [2]. Все изученные образования данной группы обладают геохимическими характеристиками, типичными для базальтов областей внутриконтинентального растяжения. Предполагается, что внедрение даек происходило на фоне аккреционно-коллизионных событий раннего палеозоя, связанных с начальными этапами становления Центрально-Азиатского складчатого пояса, когда в пределах южного фланга Сибирского кратона, выступающего в качестве индентера, возникали области рассеянного растяжения, способствующие внедрению базитовых даек в верхние горизонты коры.

Позднепалеозойский этап базитового магматизма фиксируется базитовыми дайками (Южнобайкальский дайковый рой) и вулканитами основного состава (участок Бугульдейка) [3]. Возраст габбро-долеритов даек составляет 275±4 млн лет [4], в то время как возраст вулканитов отвечает значению 274±3 млн лет [5]. Широкий спектр составов позднепалеозойских базитов [3] может быть объяснен гетерогенностью строения фундамента юга кратона, различной степенью проявления процессов коровой контаминации исходного базитового вещества, а также привносом в очаги генерации магмы вещества из субдуцируемого слэба Монголо-Охотского океана. Позднепалеозойские рои базитовых даек и близковозрастные им вулканиты, локализованные в структурах юга кратона, в совокупности с несколько более древними (290 млн лет) вулканическими образованиями, располагающимися на сопредельных областях Забайкальского сегмента ЦАСП [6], по-видимому, маркируют процессы растяжения, протекавшие в тылу активной окраины Сибирского континента на фоне субдукции под нее коры Монголо-Охотского океана [7]. При этом фронт реализации рифтогенных процессов, ответственных за развитие базитового магматизма, смещался в северо-западном направлении от Монголо-Охотского шва (в современных координатах) по мере продвижения слэба.

Трапповый магматизм раннего мезозоя на юге Сибирского кратона представлен многочисленными базитовыми интрузиями Ангаро-Тасеевской синеклизы. Радиоизотопное датирование позднепалеозойских траппов юга Сибирской платформы выполнялось ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом ступенчатого нагрева во фламандском Свободном университете Брюсселя [8], Институте геологии и геофизики Китайской академии наук (Пекин) [9] и U-Pb методом SHRIMP в Центре масс-спектрометрии Университета Кетина (Западная Австралия). Кондиционные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки получены по образцам Усольского (243.9±1.4 млн лет), Тулунского (240.1±2.5 млн лет) и Падунского (241.6±2.6 млн лет) силлов. U-Pb датировка методом SHRIMP получена для образца Толстомысовского силла (249.6±1.5 млн лет). В целом, возраст траппового магматизма на юге кратона может быть очерчен интервалом 240–245 млн лет.

При интерпретации геодинамической позиции раннемезозойского магматизма Ангаро-Тасеевской синеклизы возникают определенные трудности. С одной стороны, по возрасту внедрения и своему составу интрузии Ангаро-Тасеевской синеклизы могут быть отнесены к Сибирским траппам, происхождение которых связывается с нижнемантийным плюмом [10, 11, 12]. С другой стороны, по ряду геохимических критериев для изученных траппов может предполагаться определенная степень обогащенности расплавов надсубдукционной компонентой [13, 14]. Примечательно, что наличие «субдукционных меток» характерно как для базитов позднего палеозоя, так и для раннемезозойских траппов. При этом наблюдается отчетливая корреляция между возрастом базитов, степенью их обогащенности субдукционным компонентом и латеральной удаленностью областей распространения этих базитов от Монголо-Охотского шва [3]. По-видимому, образование траппов могло происходить при взаимодействии вещества нижнематийного плюма [10, 11] с материалом слэба Монголо-Охотского океана. Более молодой возраст траппов, по сравнению с выше рассмотренными базитами позднего палеозоя (290-275 млн лет), отражает прогрессирующее продвижение слэба под южной окраиной Сибирского кратона, прекратившееся, по-видимому, в результате утыкания слэба в область распространения вещества Сибирского суперплюма.

Формирование раннемезозойских траппов стало последним событием в истории фанерозойского магматизма на юге Сибирского кратона. Все последующие всплески базитового магматизма локализовались исключительно в прилегающих к кратону областях ЦАСП, не распространяясь на территорию кратона. По-видимому, мощная континентальная кора южной окраины Сибирского кратона, окончательно консолидировавшаяся после раннемезозойской активизации, препятствовала развитию в ней любых рифтогенных процессов. Примечательно, что даже на фоне чрезвычайно значительного по своим масштабам кайнозойского рифтогенеза, приведшего к заложению Байкальского рифта, южный фланг кратона сохранил свою «стерильность» в отношении какого-либо магматизма.

Исследования выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3), интеграционного проекта ОНЗ СО РАН № 13, ФЦПК (ГК 02.740.11.0446 и ГК 02.740.11.0721).

- [1] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in Southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. – 2006. – V. 147. – P. 260–278.
- [2] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Вингейт М.Т.Д., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А. Первые свидетельства процессов раннепалеозойского (~500 млн лет) растяжения в южной части Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2010 (в печати).
- [3] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Ухова Н.А. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 9 (в печати).
- [4] Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., De Waele B., Mazukabzov A.M. Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in South Siberia // Geophysical Journal International. – 2006. – V. 167, № 2. – P. 649–658.
- [5] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., ДеВаэле Б., Станевич А.М., Писаревский С.А. Проблема возраста и природы вулканитов Западного Прибайкалья, рассматриваемых в разрезе рифея Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 10. – С. 990–1002.
- [6] Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 723–731.
- [7] Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. – 1999. – V. 36. – P. 33–56.
- [8] Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Usol'skii sill in the Southeastern Siberian traps large igneous province: evidence for long-lived magmatism // Terra Nova. – 2005. – V. 17. – P. 203–208.

- [9] Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // J. Asian Earth Sci. – 2009. – V. 35. – P. 1–12.
- [10] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология. 2006. Т. 14. С. 508–523.
- [11] Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17. С. 276–310.
- [12] Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования Сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. С. 1293–1334.
- [13] Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps // Plate, plumes and planetary processes / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. Geol. Soc. Amer. Special paper 430. 2007. P. 669–691.
- [14] Ivanov A.V., Demonterova E.I., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Low-Ti melts from the Southeastern Siberian traps large igneous province: Evidence for a water-rich mantle source? // J. Earth System Sci. – 2008. – V. 117. – P. 1–21.
МАГМАТИЗМ ХАРАГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНЫЙ ХЭНТЭЙ, МОНГОЛИЯ)

И.В. Гордиенко*, А.Я. Медведев**, О. Томуртогоо ***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН **Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ***Улаанбаатар, Монголия, Институт геологии и минеральных ресурсов МАН

При тектоническом районировании территории Монголии, в пределах ее центральной и северо-восточной частей, выделяется крупная Хангай-Хэнтэй-Даурская система рифейпалеозойских прогибов и окружающих их поднятий, которая занимает ключевое положение в геологическом строении Монголии и смежных районов Забайкалья. Несмотря на длительную историю изучения этих структур, их природа до сих пор остается предметом дискуссий. Особый интерес вызывает время заложения и последующего развития этой системы, ее связь с Палеоазиатским и/или Монголо-Охотским океаническими бассейнами. Нашими исследованиями была охвачена западная часть Хэнтэйского сводово-глыбового поднятия, где на «Карте геологических формаций МНР» [2] выделяется крупная полоса позднерифейско-раннекембрийских и нижнепалеозойских магматических и осадочно-метаморфических комплексов, в пределах которых отмечаются фрагменты океанической коры (серпентиниты, габброиды, метабазальты, кремнистые отложения). Подобные фрагменты наиболее широко распространены в бассейне верховьев реки Хара-Гол, где образуют крупную субмеридиональную полосу, протяженностью свыше 100 км, названную Харагольским террейном [3, 4]. В пределах этого террейна нами подробно изучена метабазальтовая толща и ассоциирующие с ней тела метагаббро и метагаббродолеритов, входящие в состав так называемой харинской осадочно-метаморфической толщи нижнего палеозоя [1], а также небольшой массив габбро-норитов.

В пределах Харагольского террейна установлено присутствие трех морфологических типов магматических пород: вулканические покровы массивных (компактных) лав и потоки подушечных лав, сцементированных гиалокластитами, а также субвулканические дайкообразные тела и плутоны габброидов и тела долеритов. Следует отметить, что все породы испытали метаморфизм зеленокаменной стадии, поэтому в настоящее время они в основном представлены зелеными сланцами (по базальтоидам) и метагабброидами. Исключение составляют более свежие габбро-нориты. По нормативному составу вулканиты относятся в равной мере к кварц- и оливин-нормативным. Вулканиты представлены серией от базальта до андезибазальта, при этом большая часть образцов – базальты. По своему составу габброиды относятся к слабодифференцированным породам. Содержание главных петрогенных элементов меняется незначительно. Породы относятся к низко- и умеренно-титанистым, умеренно-глиноземистым. Габбронориты относятся к низкотитанистым, умеренно-глиноземистым в основном, располагаются в поле нормального петрохимического ряда.

Проведенные исследования поведения РЗЭ показали, что для метавулканитов и метагабброидов характерны подобные E-MORB спектры распределения: обогащение легкими редкими землями относительно нефракционированных средних и тяжелых, несмотря на 20–30-кратное превышение относительно примитивной мантии. Для габбро-норитов спектр распределения подобен спектру островодужных толеитов. Единственное различие выражается в появлении европиевого максимума, что объясняется накоплением плагиоклаза в данных породах. Для более полной уверенности отнесения пород харагольского вулканоплутонического комплекса к определенной геодинамической обстановке был использован более широкий круг элементов. Можно отметить, что распределение приведенных элементов достаточно удовлетворительно подтверждает заключение, сделанное на основе поведения редкоземельных элементов. Так, для габбро-норитов наблюдаются минимумы по таким характеристическим элементам, как Nb, Zr, Ti, и максимум для Sr, что характерно для пород островодужных серий. Спектры вулканитов, габбро и долеритов достаточно удовлетворительно совпадают со спектрами пород задуговых спрединговых бассейнов. В результате проведенных геологических, петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований установлено, что Харагольский террейн Западного Хэнтэя сложен главным образом двумя разновозрастными ассоциациями пород, связанными с заложением и развитием Монголо-Охотского океана: 1) позднекембрийско-раннеордовикского этапа, во время которого происходило излияние базальтов и андезибазальтов N- и E-MORB типов, а также образование габбро и габбро-долеритов, вероятнее всего в условиях срединно-океанических хребтов или задуговых спрединговых бассейнов и 2) позднесилурийско-девонского этапа, когда после небольшого перерыва произошла активизация тектономагматических процессов и формирование островодужных вулканитов дифференцированной серии, габброидов и гранитоидов. Приводится их абсолютный возраст (⁴⁰ Ar/³⁹Ar и K-Ar). Определенный модельный возраст протолита T_{Nd} (DM) магматических пород Харагольского террейна соответствует составу ювенильной коры мезопротерозойского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (проекты 7.10.1, 7.10.2, 6.17), РФФИ (проекты 05-05-64035, 08-05-00290, 10-05-93160-Монг_а) и поддержке ФАНИ (госконтракт 02.740.11.03.24).

- [1] Геология МНР. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973.
- [2] Карта геологических формаций МНР. Масштаб 1: 1500000. М.: ГУГК, 1989.
- [3] Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- [4] Tomurtogoo O. Tectonic framework of Mongolia // Structural and tectonic correlation across the Central Asian orogenic collage: implications for continental growth and intracontinental deformation: Second Intern. Workshop and Field excursions for IGCP 480. Abstracts and Excursions Guidebook. – Ulaanbaatar, 2006. – P. 18–20.

ПРОЦЕССЫ ПЛАВЛЕНИЯ И РЕФЕРТИЛИЗАЦИИ НА РАННЕЙ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ: ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕРИДОТИТОВ САРАМТИНСКОГО МАССИВА (СИБИРСКИЙ КРАТОН)

М.А. Горнова, С.И. Дриль, В.А. Беляев

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

Геохимическую информацию о составе литосферной субконтинентальной мантии мы получаем на основе непосредственного изучения перидотитовых ксенолитов из кимберлитовых трубок кратонов, редких докембрийских орогенных перидотитовых массивов и образующихся из нее расплавов.

Перидотитовые ксенолиты кимберлитов по структурным особенностям традиционно подразделяются на два типа – грубозернистые и деформированные. Грубозернистые перидотиты характеризуются более низкими значениями равновесных температур и давлений и представляют собой верхнюю часть разреза литосферной мантии под древними кратонами. Они характеризуются высокой магнезиальностью оливина – 0.915–0.940 и варьирующимся содержанием ортопироксена – от 5 до 60 %. Повышенная магнезиальность пород предполагает формирование их как реститов в результате >30 % степеней плавления, высокое содержание ортопироксена – полибарическое плавление от 30-40 кбар. В этом диапазоне давлений плавление мантийного вещества происходит с образованием ортопироксена в соответствии с реакцией Cpx+ Gr $+Ol \rightarrow Opx+L$ и может приводить к образованию реститов, содержащих не более 30 % ортопироксена [1, 2]. Для объяснения более высоких содержаний Орх в грубозернистых перидотитах было предложено несколько вариантов, наиболее привлекательным из которых, на наш взгляд, является предположение о последующем взаимодействии перидотитов с высоко-SiO₂ расплавами [2]. Предполагается, что этот процесс мог происходить в архейских надсубдукционных зонах в результате проникновения в пенридотиты верхней мантии расплавов, образующихся при частичном плавлении эклогитизированной океанической коры.

Реальность этого процесса зафиксирована в реститовых перидотитах Сарамтинского массива, расположенного в Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона. Определение возраста перидотитов Nd-Sm методом оказалось невозможным из-за более позднего преобразования пород в результате их взаимодействия с расплавом в условиях мантии. Массив совместно с вмещающей толщей претерпел региональный гранулитовый метаморфизм [3], который датирован 2.5–2.4 млрд лет [4], поэтому можно утверждать, что перидотиты имеют более древний возраст.

Массив сложен преимущественно гарцбургитами, в которых магнезиальность оливина составляет 0.931–0.937, в резко подавляющем количестве присутствуют лерцолиты. В массиве присутствуют дайки, имеющие зональное строение: по краям шпинелевые верлиты и вебстериты, в центре гранатовые вебстериты [5].

Повышенная магнезиальность оливинов гарцбургитов свидетельствует о высоких степенях плавления (> 30 %) во время образования пород. Это согласуется с составом главных элементов в некоторых гарцбургитах, низким содержанием Yb, Ti во всех гарцбургитах и низким содержанием Yb в новообразованных клинопироксенах. В то же время максимальная величина хромистости шпинели в гарцбургитах соответствует более низкой степени плавления. Такое несоответствие может быть в случае начала плавления в гранатовой фации, когда шпинель отсутствует. Она появляется при переходе в шпинелевую фацию, и дальнейшее плавление может привести к наблюдаемым низким значениям хромистости шпинели при суммарной более высокой степени плавления в гранатовой и шпинелевой фациях. Состав главных элементов некоторых гарцбургитов также отражает начало плавления при давлениях > 30 кбар.

Количество ортопироксена в гарцбургитах варьируется от 12 до 36 %, что не может быть обусловлено нарастанием степени плавления, так как эти образцы характеризуются одинако-

выми магнезиальностью оливина и хромистостью шпинели. Следовательно, вариации в содержании ортопироксена связаны не с процессом плавления, а с каким-то другим процессом. Гарцбургиты с низким содержанием ортопироксена (~12–16 %) имеют состав главных элементов, отражающий одни и те же условия плавления на всех трех диаграммах – MgO–Al₂O₃, MgO–FeO, MgO–SiO₂ [6]. Вероятно, эти породы наиболее близки к реститам, образующимся в результате частичного полибарического плавления. Петрографические наблюдения показывают, что уже в них происходит кристаллизация ортопироксена, по-видимому, в соответствии с реакцией: Ol +L₁ \rightarrow Opx +L₂. Новообразованные зерна имеют более железистый состав по сравнению с центрами крупных реститовых порфирокластов Орх. Кроме этого, происходит кристаллизация клинопироксена, амфибола и менее хромистой и более железистой шпинели.

В гарцбургитах с более высоким содержанием ортопироксена наряду с мелкими появляются крупные редкие зерна клинопироксена явно не реститового генезиса и количество Срх возрастает до 2 %, что свидетельствует о нарастании процесса преобразования пород в результате их взаимодействия с расплавом. В ходе дальнейшего развития этого процесса образуются и близкие по составу к лерцолитам образцы, которые имеют 28–34 % Орх и 8–10 % Срх. Об образовании за счет гарцбургитов свидетельствует высокая магнезиальность центральных частей крупных порфирокластов, близкая к магнезиальности гарцбургитов.

Таким образом, в результате взаимодействия гарцбургитов с высоко-SiO₂ расплавом присходит уменьшение магнезиальности пород, увеличение содержания в них Al_2O_3 и CaO и сильно несовместимых элементов за счет увеличения количества кристаллизующихся пироксенов и шпинели. В процессе взаимодействия с перидотитами высоко-SiO₂ охлаждающаяся жидкость насыщается Ol+Opx+Cpx+Sp и создает богатые пироксенами лерцолиты.

Перидотиты с высокой магнезиальностью оливина (Mg#≥0.92), образующиеся при высоких степенях полибарического плавления (F>30 %), комплементарны коматиитам Munro-типа [1, 2]. Сухое плавление при давлении 30 кбар требует температуры ~1550 °С [1]. В настоящее время это необычно высокое значение для верхней мантии, за исключением горячих плюмов. Возможно, что архейская мантия имела такую температуру и высокомагнезиальные перидотиты формировались в спрединговых центрах, подобно тому, что происходит в современных срединно-океанических хребтах [7], либо их образование в архее связано с горячими плюмами, как и в фанерозое. Взаимодействие с высоко-SiO₂ расплавом могло происходить в надсубдукционной зоне.

Геохимические особенности состава гарцбургитов и их минералов свидетельствуют о высоких степенях плавления, которое начиналось в гранатовой фации. Петрографические наблюдения и составы минералов отражают процесс взаимодействия с расплавом, который приводит к кристаллизации ортопироксена, клинопироксена, хромшпинелида и амфибола, то есть к рефертилизации пород.

Таким образом, Сарамтинский массив предоставил нам уникальную возможность «наблюдать» начальную стадию образования и превращения архейской океанической мантии в континентальную.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-01079).

- [1] Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // J. Petrology. 1998. V. 39, № 1. P. 29–60.
- [2] Kelemen P.B., Hart S.R., Bernstein S. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt /rock reaction // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – V. 164. – P. 387–406.
- [3] Ota T., Gladkochub D., Sklayrov E., Mazukabzov A., Watanabe T. P-T history of garnet-websterites in the Sharyzhalgai complex, southwestern margin of Siberian craton: evidence for Paleoproterozoic high-pressure metamorphism // Precambrian Research. – 2004. – V. 132. – P. 327–348.
- [4] Aftalion M., Bibikova E.B., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. Geology. – 1991. – V. 99. – P. 851–862.
- [5] Gornova M.A., Petrova Z.I. Mantle peridotites of granulite-gneiss complex as fragments of Archean (?) ophiolites in the Baikal region (Russia) // Ofioliti. 1999. V. 24. P. 223–238.
- [6] Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // J. Petrology. 2004. № 4. P. 1–24.
- [7] Nisbet E.G., Fowler C.M.R. Model for Arhean plate tectonics // Geology. 1983. V. 11. P. 376–379.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА РУДНО-АЛТАЙСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

А.И. Гусев*, Н.И. Гусев**

*Бийск, Бийский педагогический государственный университет, anzerg@mail.ru **Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Nikolai Gusev@vsegei.ru

Рудно-Алтайский металлогенический пояс (РАМП) протягивается с запада на восток (от Алтайского края России через Республику Казахстан до северо-западной части Китая) более чем на 2500 км при ширине от нескольких десятков километров до 100 км.

Золото в этом поясе сосредоточено в четырех геолого-промышленных типах оруденения: 1 – Аи-обогащённых колчеданных объектах (Риддер-Сокольное, Зареченское, Змеиногорское и другие), определяющих металлогеническую специфику РАМП; 2 – Аи-Аg субвулканических эпитермальных месторождениях (Черепановское); 3 – жильных золотосульфидно-кварцевых (месторождения Сайду, Дуолонасай и другие); 4 – железо-оксидных медно-золоторудных (IOCG – класс месторождений, тип Клонкарри) (Давыдовское месторождение).

В Рудном Алтае золотообогащённые колчеданные месторождения встречаются часто и являются предметом промышленного извлечения золота и серебра. Имеются и месторождения, в которых золото содержится в незначительных количествах. В этой связи возникла проблема изучения этих систем с оценкой петрологических критериев повышенной золотоносности. Как известно, в Рудном Алтае выделяется несколько временных уровней распространения стратифицированных вулканитов, субвулканических образований и колчеданного оруденения. По простиранию пояса наблюдается повторяющаяся зональность в распределении разновозрастных вулканитов. Выделяют два центра развития наиболее древних вулканитов и субвулканических тел: Лениногорский и Змеиногорский, которые и содержат наиболее высокие концентрации и запасы золота в комплексных рудах. При этом происходит омоложение возраста вулканогенных пород и руд в пределах Рудно-Алтайского металлогенического пояса от Лениногорского района в обе стороны - на северо-запад (Алтайский край) и юго-восток (Китай). Аналогичная закономерность выявлена и для второго – Змеиногорского центра, относительно которого наблюдается закономерное омоложение вулканизма в обе стороны (на юго-восток и северозапад). Золотообогащённая минерализация ассоциирована с наиболее кислыми (мельничная и крюковская свиты) вулканическими центрами эмс-эйфельской вулканической фазы (Лениногорский, Зыряновский рудные районы Казахстана, Змеиногорский рудный район Алтайского края) [1]. На канонических диаграммах наблюдается разделение существенно золотообогащённых и слабообогащённых систем Рудного-Алтайского пояса. При этом золотообогащённые системы тяготеют к высококалиевой серии, генерированной в процессе частичного плавления гранатового перидотита, а слабообогащённые - к низкокалиевой, формирующейся в результате частичного плавления шпинелевого перидотита. Вулканиты РАМП по соотношениям проанализированных иммобильных микроэлементов не образуют единого поля на проанализированных соотношениях и диаграммах, а распадаются на отчётливые кластеры, тяготеющие к разным геодинамическим обстановкам: ранние золотообогащённые дериваты попадают в поле анорогенных внутриплитных обстановок и аномальных океанических хребтов (имеют близость к А-типу) Джунгарского океанического бассейна, а поздние, начиная с живета, формировались в обстановке вулканических островных дуг и имеют чёткие характеристики известковошелочного типа.

Вулканогенные массивные сульфидные (VMS) месторождения с заметно меньшими концентрациями золота Прииртышского, Золотушинского, Рубцовского и Ашельского (Китай) рудных районов связаны с последующими живет-франскими бимодальными базальт-риолитовыми вулканическими породами. Колчеданные объекты, связанные с этим уровнем, средние по размерам и концентрации золота в них, резко снижены. Следует отметить, что с этим уровнем в Змеиногорском районе связаны проявления субвулканического золотосеребряного типа (Черепановское месторождение). Подобные проявления Au-Ag типа, а также жильные месторождения золота золотосульфидно-кварцевого типа встречаются на территории Китая (Сайду, Дуолонасай и др.).

Черепановское Аи-Ад месторождение и ряд аналогичных проявлений приурочены к очаговым вулканоплутоническим постройкам центрального типа. Оруденение приурочено к периферии субвулканических тел риолит-порфиров среди туфов и риолитов сосновской свиты, а также флюидо-эксплозивных брекчий. Субвулканическая постройка сложена лавами риолитов, туфами кристаллокластическими, литокристаллокластическими кислого состава, местами сильно пропилитизированными и аргиллизированными. Вблизи мощных жил проявлена березитизация. Субвулканические тела представлены малыми телами и дайками гранит порфиров, в которых отмечены вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата с микрогранитной основной тканью, местами переходящие в фельзитовую. Нередко в основной ткани наблюдаются крупные выделения и прожилки пренита, сопровождающиеся вкрапленностью сульфидов (пирита, пирротина, марказита, халькопирита). Месторождение представляет собой сложный штокверк жил и прожилков размерами 150×200 м. Помимо кварца в жилах и прожилках присутствуют адуляр и халцедон. Выявлены крустификационные структуры халцедона в зоне, указывающие на эпитермальный низкотемпературный тип минерализации. Нередко отмечаются кварциты мозаичной микроструктуры с прожилками кварца стебельчатой структуры, содержащего вкрапленность галенита, сфалерита, пирита, редко аргентита. Иногда в таких прожилках наблюдаются гнёзда опала, барита и вкрапленность марказита, аргентита. Сложные прожилки кварц-хлорит-адулярового состава содержат вкрапленность барита, самородного серебра, аргентита и акантита. Концентрации элементов по спектральным анализам проб в кварцитах составляют: меди от 0.02 до 0.3 %, свинца и цинка от 0.1 до более 1 %, серебра от 40 до более 1000 г/т, золота от 0.8 до более 37 г/т, мышьяка более 80 г/т, сурьмы до 300 г/т.

Железо-оксидный медно-золоторудный класс объектов широко распространён на юге Сибири [2], а в пределах РАМП представлен месторождением Давыдовским и рядом перспективных проявлений, относящихся к типу Клонкарри. На Давыдовском месторождении выделяются массивные, прожилково-вкрапленные гематит-магнетитовые руды с наложенными прожилками и гнёздами кварца с сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, борнит) и золотом. Концентрации последнего варьируются от 0.5 до 15 г/т. Для руд месторождения характерны повышенные содержания редкоземельных элементов.

- [1] *Гусев А.И., Гусев Н.И.* Золото-обогащённые магмо-рудно-метасоматические системы Рудного Алтая // Международный журнал экспериментального образования. 2009. № 3. С. 19–22.
- [2] Гусев Н.И., Николаева Л.С., Гусев А.И. Верхнепалеозойские и мезозойские железо-оксидные меднозолоторудные системы юго-запада Алтае-Саянского региона Сибири // Региональная геология и металлогения. – 2006. – № 29. – С. 116–126.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ МОНЦОДИОРИТОВ (U-PB, SHRIMP II) СИЕНИТ-ГАББРОВОГО КОМПЛЕКСА ЭДЕЛЬВЕЙС В ГОРНОМ АЛТАЕ

Н.И. Гусев, С.П. Шокальский

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, nikolay_gusev@vsegei.ru; sergey_shokalsky@vsegei.ru

Малые массивы щелочных габброидов и сиенитов, относимые к сиенит-габбровому с карбонатитами комплексу эдельвейс, закартированы в восточной части Северо-Чуйского хребта Горного Алтая [2]. Массивы приурочены к узлу пересечения крупных трансрегиональных разломов: Кузнецко-Алтайского и Чарышско-Теректинского и сопровождаются субширотной положительной магнитной аномалией. Западный массив (массив Эдельвейс) вмещает жильные тела карбонатитов. Он располагается в серпентинитовом меланже и имеет тектонические контакты с баратальскими известняками и базальтами арыджанской свиты позднего рифея. Восточный массив этого же комплекса, габброидного состава, по данным Р.В. Оболенской [2] и ГДП-50, прорывает кислые эффузивы девона.

В составе массива Эдельвейс были выделены две фазы: первая – габброиды (70 % площади интрузива) с участием пироксенитов, вторая – жильные и дайковые лейкосиениты, сиенит-пегматиты и карбонатиты.

Меланократовые габбро первой фазы чередуются с лейкогаббро – в виде полос по периферии массива. Пироксениты представлены косьвитами с сидеронитовой структурой, диаллагитами и флогопитсодержащими клинопироксенитами. В пироксенитах в значительных количествах присутствуют магнетит и титаномагнетит, изредка – шпинель.

Лейкосиениты и сиенит-пегматиты встречаются хаотично в габброидах первой фазы в виде дайкоподобных или амебообразных тел с отчетливо секущими контактами с вмещающими базитами. Линейные тела сиенитов, мощностью от нескольких сантиметров до 20 м и протяженностью до 80 м, по простиранию часто расщепляются или образуют раздувы. В сиенит-пегматитах полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклин-пертитом, реже преобладает шахматный альбит; в породах также установлены кальцит, щелочной амфибол, астрофиллит, биотит, среди акцессориев встречаются тантало-ниобаты. Карбонатиты, в виде прямолинейных жильных тел протяженностью 1–25 м, выявлены в пределах единственного массива – Эдейльвейс. Жилы карбонатитов то обнаруживают зональное строение с ядерной карбонатитовой и призальбандовой сиенит-пегматитовой зонами, то образуют субсогласные пучки карбонатных жил в телах сиенит-пегматитов, не выходя за их пределы. Карбонатиты – существенно кальцитовые массивные, реже полосчатые породы, со скоплениями флогопита и кварца, с переменными количествами апатита (до 20 %) и, реже, граната.

К-Аг возраст пироксена и амфибола из габбро-пироксенитов и по валу из сиенитов – 207– 205 млн лет, по калишпату – 176 млн лет. На этом основании и с учетом геологических взаимоотношений (рвущие контакты Восточного массива с вмещающими девонскими эффузивами) комплекс долгое время считался раннеюрским. В последние годы появились данные [1] об ордовикском – 474±37 млн лет (Sm-Nd породная изохрона по пироксенитам, щелочным сиенитам и карбонатитам) и даже среднекембрийском – 506.8±3.5 млн лет (⁴⁰Ar-³⁹Ar методом по флогопиту из клинопироксенитов) возрасте комплекса.

Для уточнения времени формирования комплекса эдельвейс нами были изучены тела пегматоидного сложения и жилообразные сиениты, залегающие в габбро. Все породы претерпели брекчирование, катаклаз и милонитизацию как на контактах, так и во внутренних частях интрузивных тел. Интенсивно проявлены серицитизация полевых шпатов, калишпатизация, хлоритизация и карбонатизация.

Содержание Na₂O+K₂O в габбро 3.9 %, монцодиоритах 6.61–7.85 %, жильных сиенитах 5.97 %. Все породы характеризуются нормальной щелочностью (рис. 1, *a*). Габбро и пегматоидные монцодиориты соответствуют породам базитового ряда, жильные сиениты – кварцевым



Рис. 1. Диаграммы для пород комплекса эдельвейс (основа диаграмм: а – [5], б – [4]). *l* – габбро катаклазированное (проба 106); *2* – жильный «сиенит» (проба 108); *3* – катаклазированный и карбонатизированный пегматоидный монцодиорит (проба 108-1); *4* – роговообманковый слабо измененный пегматоидный монцодиорит (проба 106-1, датирована по цирконам, SHRIMP II). Серым цветом на рисунках *в и г* показано поле пегматоидных монцодиоритов.

диоритам. Габбро и жильные «сиениты» (кварцевые диориты) относятся к известково-щелочной серии, пегматоидные монцодиориты – к толеитовой островодужной (рис. 1, δ). По сравнению с габбро (рис.1, ϵ) пегматоидные монцодиориты богаче K, Cs, Rb, Ba, Pb, беднее Th, U, Ta, Nb, Ti и P3Э. Аномально высокое содержание свинца (51 г/т) в монцодиоритах скорее всего связано с наложенной гидротермальной минерализацией, в остальных пробах Pb<1 г/т.

Все породы характеризуются низкими значениями суммы РЗЭ – от 22 до 91 г/т. Габбро и пегматоидные монцодиориты образуют субпараллельные со слабым отрицательным наклоном графики РЗЭ с убыванием содержаний в пегматоидных монцодиоритах (рис. 1, *г*). Габбро имеют положительную Eu аномалию (Eu/Eu*=1.20), пегматоидые монцодиориты – отрицательную (Eu/Eu*=0.85), а карбонатизированные монцодиориты – положительную (Eu/Eu*=1.37). Жильные «сиениты», наряду с наиболее глубокой отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu*=0.63), имеют почти горизонтальный график нормированных содержаний РЗЭ.

Датирование цирконов выполнено в наименее измененном наложенными процессами пегматоидном монцодиорите. Он слагает секущее габбро линзовидное тело размером 0.5×2 м с тектонически нарушенными границами. Порода состоит из крупных кристаллов и сростков (до 2–3 см) зеленой роговой обманки – 20 % и андезина (№ 38–42) – 70–75 %. В результате брекчирования зерна андезина имеют волнистое погасание и замещаются агрегатом серицита – 8–10 %, карбоната – 2–3 %, эпидота – 3–5 %. Мелкие прожилки (2 %) имеют состав альбит+карбонат+хлорит или калишпат+хлорит.

Цирконы представлены субидиоморфными зернами однотипного габитуса с грубой концентрической, иногда секториальной и планарной зональностью (рис. 2). В цирконах содержания: U=114–265 г/т, Th=90–276 г/т, Th/U=0.63–1.09, среднее 0.78.

Полученный возраст 664.3±8.6 млн лет (рис. 2) совпадает с плюмовыми событиями и континентальным рифтингом в процессе распада неопротерозойского суперконтинента



Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения с точками измерений и конкордия для цирконов из пегматоидного монцодиорита (проба 106-1, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ).

Родиния, происходившего в диапазоне 860–570 млн лет [3]. Близкие значения возраста (643±4 млн лет, SHRIMP II) обнаруживает зиминский пироксенит-карбонатитовый комплекс в Восточном Саяне. Породы массива Эдельвейс находятся в раме серпентинитового меланжа, сам массив имеет брекчиевое сложение с эруптивными брекчиями в краевых частях [2], и поэтому в его составе могут оказаться разновозрастные образования. Особенно важным представляется вопрос о составе и возрасте пород Восточного массива этого комплекса, залегающего в девонской вулканической толще, и их корреляции с породами петротипического (?) массива Эдельвейс.

- [1] Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ⁴⁰Ar-³⁹Ar-геохронологическое свидетельство комплекса эдельвейс // Доклады АН. – 2009. – Т. 427, № 1. – С. 96–100.
- [2] *Оболенская Р.В.* Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во ИГГ СО АН СССР, 1983. 47 с.
- [3] *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н. и др.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. – 2010. – № 1. – С. 5–28.
- [4] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram // Journal of Petrology. – 2007. – V. 48. – P. 2341–2357.
- [5] Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration / Ed. D.A. Wyman. Geol. Associat. of Canada. Short Course Notes. – 1996. – V. 12. – P. 79–113.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ТУРБИДИТЫ, ДИАМИКТИТЫ И ОЛИСТОТРОМЫ О. БЕЛЬКОВСКИЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев

Москва, Геологический институт РАН, tyani_tolkai@mail.ru

Новосибирские острова по формальным критериям включают в состав Новосибирско-Чукотской складчатой системы, однако в палеозое эта территория располагалась на северовостоке Сибирской платформы [1]. В позднем девоне устойчивое карбонатное осадконакопление на Новосибирских островах прекратилось. В начале франского века северо-восточная часть о. Котельный стала сушей, а его юго-западная часть и территория о. Бельковский превратились в глубокий прогиб [2]. Здесь на протяжении позднего девона накопилась многокилометровая толща глинистых, в меньшей степени кластических осадков. В западной части о. Котельный обнажены переходные фации, представленные мелководными осадками.

Полный разрез отложений верхнего девона, заполняющих трог, описан на острове Бельковский. Нижние горизонты верхнего девона представлены углеродистыми сланцами и известняками и сходны по условиям осадконакопления и фауне с доманиковым горизонтом Волго-Уральской области [3]. Основная часть разреза верхнего девона, мощностью более 4 км, сложена алевритоглинистыми, реже песчано-глинистыми и грубообломочными турбидитами и отложениями вдольсклоновых подводных течений. В разрезе присутствуют также глинистые диамиктиты, представляющие собой результат оползания, перемешивания и гомогенизации склоновых отложений. Диамиктиты иногда содержат обломки и глыбы карбонатных пород. Седиментологические особенности этих пород отпрепарированы в западном клифе острова, и их примеры демонстрируются в докладе. В кровле разреза описана карбонатная олистострома, представляющая собой результат обрушения рифовой постройки.

Позднедевонские породы богаты директивными седиментационными структурами, позволяющими определить направление транспорта осадков. Ориентировка подошвенных знаков, знаков ряби течений и складок подводного оползания массово замерялась для реконструкции бассейна. В случае крутых залеганий замеры считывались с использованием прозрачного пластика. Методика и результаты измерений обсуждаются в докладе. Эти результаты демонстрируют неоднозначную картину, гораздо более сложную, чем можно было ожидать, зная распределение фаций и мощностей. Для некоторых обнажений «неправильная» ориентировка директивных седиментационных структур могла быть вызвана постседиментационным вращением блоков в обстановке правостороннего шеаринга, которому подверглась территория острова в раннем мелу [1]. Осадки транспортировались в трог редкими речными системами и их подводными продолжениями преимущественно с северо-востока. Другим основным способом транспортировки являлось массовое оползание и обрушение осадков вниз по склону. Частично осадки переотлагались осевыми или вдольсклоновыми подводными течениями.

Существенную часть обломочного материала позднедевонских отложений представляют фрагменты карбонатных пород, происходящие из мелководной части бассейна. Частично размывались также более древние породы Новосибирской карбонатной платформы. Силикатные обломки в песчаниках представлены преимущественно кварцем, с незначительной долей полевых шпатов и вулканических пород. В составе минералов тяжелой фракции резко преобладает циркон, отсепарированный главным образом из магматических пород. Доля метаморфических минералов незначительна, их материнские породы были подчинены области питания. Возраст детритовых цирконов определен В. Пис (Стокгольм). Главная популяция имеет силурийский– раннедевонский возраст. Кроме того, выделяются следующие популяции: поздний кембрий – ранний ордовик, венд – ранний кембрий, венд, поздний неопротерозой. Некоторое количество цирконов имеет палеопротерозойский и мезопротерозойский возраст. Архейские цирконы отсутствуют. Таким образом, верхнедевонские отложения, изученные нами на о. Бельковский, накапливались вблизи крутого склона некомпенсированного трогового бассейна, вытянутого в северо-западном направлении. Бассейн заложился в начале позднего девона в обстановке рифтогенеза, охватившего восточную часть Сибирской платформы. Резкое преобладание венд-палеозойских детритовых цирконов и состав тяжелой фракции подтверждают седиментологические данные о том, что транспорт обломочного материала осуществлялся с северо-востока, а не с Сибирской платформы. Палеозойские цирконы мы связываем с магматизмом на северной окраине Новосибирской платформы, граничащей с Урало-Северотаймырским океаном.

- [1] *Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasian basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.
- [2] Kos'ko M., Korago E. Review of geology of the New Siberian Islands between the Laptev and the East Siberian Seas, North East Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. 2009. P. 45–64.
- [3] Николаева С.В., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. О франских аммоноидеях Новосибирских островов // Палеонтологический журнал. 2009. № 2. С. 20–27.

НИЖНЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ): СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА

К.Е. Дегтярев^{*}, А.В. Рязанцев^{*}, Т.Ю. Толмачева^{**}, А.Б. Котов^{***}, Е.Б. Сальникова^{***}, П.А. Александров^{****}, С.З. Яковлева^{***}

*Москва, Геологический институт РАН, degtkir@ginras.ru **Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Tatiana_Tolmacheva@vsegei.ru ***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН ****Москва, Московский государственный Университет, Геологический факультет

В западной части Киргизского хребта наиболее крупным элементом раннепалеозойской структуры является Макбальская антиформа. Ее ядро образовано рифейскими гранитоидами и венд-кембрийскими сланцами, карбонатами и кварцитами, содержащими будинированные тела эклогитов и амфиболитов. Более высокое структурное положение на западном и северовосточном крыльях антиформы занимают пластины верхнекембрийских офиолитов и кремнисто-базальтовых толщ, а также обломочные и туфогенные породы нижнего–среднего ордовика.

Нижне-среднеордовикский островодужный комплекс, выделяемый как кенташская свита, слагает крупную пластину на северо-восточном крыле Макбальской антиформы (южный склон и приводораздельная часть Киргизского хребта в бассейне ручьев Кенташ и Чонг Кок-Кыя к северу от пос. Кёпюрё Базар). Различные части кенташской свиты ранее относились к толщам нижнего, среднего и верхнего ордовика, а также нижнего девона [1, 2]. В разрезе свиты могут быть выделены три подсвиты, различающиеся особенностями строения разреза и составом вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Нижняя подсвита обнажена к югу от ур. Чонг Кок-Кыя. Нижняя часть ее разреза (450–500 м) сложена эффузивными и пирокластическими породами, среди которых преобладают грубообломочные лито-кристаллокластические туфы андезибазальтового и базальтового состава с отдельными прослоями тонкослоистых туффитов и туфоалевролитов и потоками афировых миндалекаменных и порфировых подушечных базальтов и редкими линзами известняков. Разрез нижней подсвиты завершает туфогенно-карбонатная пачка. Ее нижняя часть образована серыми слоистыми глинистыми и песчанистыми известняками с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов мощностью около 5 м. Средняя часть этой пачки (мощностью около 50 м) сложена лиловыми туфопесчаниками и туфоалевролитами. При этом вверх по разрезу возрастает известковистость пород и появляются маломощные прослои органогенных известняков. Верхняя часть пачки (мощностью около 30 м) представлена массивными серыми водорослевыми известняками, которые сменяются маломощным горизонтом розовых биокластических известняков. Общая мощность терригенно-карбонатной пачки составляет 80–90 м.

Из известняков терригенно-карбонатной пачки выделены наиболее древние комплексы ордовикских конодонтов. Из прослоя обломочного известняка в средней части пачки (т.н. Д-9070-1: 42°30'15.80"с.ш.; 72°54'56.80"в.д.) выделены конодонты: Drepanodus arcuatus Pander, Paroistodus proteus (Lindström, 1971), Drepanodus arcuatus Pander, Tropodus australis (Serpagli, 1974), Drepanoistodus cf. forceps (Lindstrom, 1955), Scolopodus cf. krummi (Lehnart, 1995), Drepanoistodus cf. costatus (Abaimova, 1971), Drepanoistodus latus Pyle & Barnes, 2003, Tropodus? sweeti (Serpagli, 1974), Acodus sp. 1, Acodus sp. 2, Protoprioniodus sp. B биокластических известняках верхней части пачки (т.н. Д-9070: 42°30'15.80"с.ш.; 72°54'56.80"в.д.) присутствует практически такой же комплекс конодонтов. Среди них доминируют элементы Drepanodus arcuatus, Paroistodus proteus, Drepanoistodus latus, Tropodus? sweeti u Acodus sp. 2. Многие виды этого комплекса широко распространены на других континентах [5]. Их сонахождение характерно для зоны Paroistodus proteus верхов тремадокского и самых низов флосского яруса нижнего ордовика. Эти находки позволяют относить нижнюю подсвиту кенташской свиты к верхам тремадока – низам флосского яруса нижнего ордовика.

Средняя подсвита кенташской свиты распространена на широкой площади между ур. Чонг Кок-Кыя на востоке и долиной руч. Кенташ на западе. Разрез этой подсвиты начинается с пачки переслаивания мелкообломочных лито-кристаллокластических туфов дацитового состава, туфопесчаников, туффитов и кремнистых туффитов (мощность около 150 м). Далее разрез наращивается грубообломочной пачкой, которая сложена конгломератами и пудинговыми конгломератами с хорошо окатанными гальками вулканитов кислого и среднего состава, а также крупными обломками кремнистых туффитов, небольших (до 4–5 м) глыб и более мелких обломков известняков. Выше по разрезу среди конгломератов встречаются по простиранию на 10–15 м. Мощность грубообломочной пачки составляет около 100 м. Выше залегает пачка (мощностью около 10 м) тонкослоистых известковистых алевролитов и глинистых известняков с многочисленными остатками трилобитов и брахиопод, которые сменяются среднезернистыми лито-кристаллокластическими туфами дацитового состава, чередующимися с туфоалевролитами и туффитами. Общая мощность описанного фрагмента разреза составляет около 300 м.

Из оползневого тела глинистых известняков в грубообломочной пачке (т.н. Д-9085: 42°30'46.20" с.ш.; 72°55'37.20" в.д.) выделены немногочисленные элементы конодонтов Scolopodus cf. krummi (Lehnart, 1995), Tropodus? sweeti (Serpagli, 1974), Drepanodus arcuatus Pander, Bergstroemognathus extensus (Graves and Ellison, 1941), gen. indet. sp. 1, Tropodus australis (Serpagli, 1974).

Из пробы, взятой из тонкой линзы известняков мощностью 3–5 см в пачке серо-зеленых известковистых алевролитов с многочисленными фрагментами трилобитов (т. н. -9066: 42°30'46.10" с.ш.; 72°55'31.10" в.д.), выделен очень богатый и разнообразный комплекс конодонтов: Bergstroemognathus extensus (Graves and Ellison, 1941), Oelandodus elongates van Wamel, 1974, Drepanodus arcuatus Pander, Paroistodus proteus (Lindström, 1971), Cornuodus longibasis (Lindstrom, 1955), Tropodus australis (Serpagli, 1974), Paracordylodus gracilis Lindstrom, 1955, Juanognathus variabilis Serpagli, 1974, Stolodus stola (Lindstrom, 1955), Drepanoistodus cf. forceps (Lindstrom, 1955), Scolopodus cf. krummi (Lehnart, 1995), Drepanoistodus cf. costatus (Abaimova, 1971), Prioniodus cf. elegans (Pander, 1856), Coelocerodontus sp., Polonodus? corbatoi (Serpagli, 1974), Drepanoistodus latus (Pyle, Barnes, 2003), Tropodus? sweeti (Serpagli, 1974), Kallidontus cf. serratus (Pyle, Barnes, 2002), Protopanderodus cf. gradatus (Serpagli, 1974), Acodus sp. 1, Acodus sp. 2, Protoprioniodus sp., Coelocerodontus sp., gen. indet. sp. 1. В целом в этой пробе насчитывается более 1500 конодонтовых элементов, принадлежащих 23 видам, часть из которых определена в открытой номенклатуре из-за недостаточного количества найденных экземпляров. В составе комплекса доминируют виды Acodus sp. 2, Drepanodus arcuatus и Tropodus australis, которые составляют до 80 % от всего количества конодонтовых элементов. Возраст комплекса уверенно определяется в пределах низов флосского яруса (зона Prioniodus elegans) на основании совместного нахождения Bergstroemognathus extensus, Paracordylodus gracilis, Oelandodous elongates и Paroistodus proteus. Кроме того, находка нескольких элементов Prioniodus elegans позволяет предполагать, что возраст изученной карбонатной линзы находится в пределах начала одноименной зоны нижней части флосского яруса нижнего ордовика, когда номинальный вид еще не встречается в массовых количествах. Конодонты, собранные из тела известняков в грубообломочной пачке имеют близкий возраст. Таким образом, на основании находок конодонтов в известняках средней подсвиты кенташской свиты последняя может датироваться флоским ярусом нижнего ордовика.

Для сопоставления биостратиграфических и геохронологических данных о возрасте кенташской свиты из мелкообломочных лито-кристаллокластических туфов дацитового состава, перекрывающих пачку известковистых алевролитов и известняков, содержащих трилобиты и конодонты, был выделен акцессорный циркон (т.н. Д-9065: 42°30'45.60"с.ш.; 72°55'27.40"в.д.), который представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами желтого и рыжевато-желтого цвета короткоприматического и призматического габитуса или их обломками.

Огранение кристаллов определяется комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {211}, {221}, {101}. Для внутреннего строения кристаллов циркона характерна четкая зональность, секториальность, присутствие ядер (или их реликтов) различного размера, облика и степени сохранности. В наиболее прозрачных идиоморфных кристаллах короткопризматиче-

ского габитуса, имеющих высокое двупреломление, реликты ядер не обнаружены. Размер зерен циркона составляет 50–250 мкм; Кудл.=1.2–2.5.

U-Pb геохронологические исследования выполнены для наиболее «чистых» кристаллов циркона различного облика, отобранного из размерных фракций <50 мкм, 85–100 мкм и >100 мкм. При этом циркон из двух фракций был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке. Как видно на диаграмме с конкордией (рисунок), три точки изотопного состава циркона (\mathbb{N} 1–3) образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 466±4 млн лет (верхнее пересечение отвечает 3091±140 млн лет; СКВО=1.1). Близким значением конкордантного возраста 474±2 млн лет (СКВО=0.013, вероятность конкордантности 91 %) характеризуются наиболее идиоморфные кристаллы циркона короткопризматического облика с высоким двупреломлением (\mathbb{N} 4). Изученный циркон обладает типоморфными признаками магматического происхождения. Поэтому полученное значение его конкордантного возраста (474±2 млн лет) мы принимаем в качестве наиболее точной оценки возраста накопления дацитовых туфов средней подсвиты кенташской свиты.

Таким образом, возраст дацитовых туфов средней подсвиты кенташской свиты составляет 474±2 млн лет, что соответствует нижней части флосского яруса нижнего ордовика, имеющего возраст подошвы – 478.6±2 млн лет, а кровли – 471.8±1.6 млн лет [4]. В целом полученные геохронологические и биостратиграфические данные о возрасте вулканогенно-осадочных пород демонстрируют очень хорошую сходимость и доказывают раннеордовикский (нижняя часть флосского века) возраст рассматриваемой части разреза кенташской свиты.

Верхняя подсвита кенташской свиты сложена в основном эффузивами и вулканогенноосадочными породами среднего, среднеосновного и основного состава. Нижняя часть разреза верхней подсвиты изучена в среднем течении руч. Кенташ. Здесь слоистые туфогенные и вулканогенно-осадочные породы дацитового и риодацитового состава сменяются литокластическими туфами андезитового состава, содержащими отдельные потоки крупнопорфировых андезитов. Среди туфов и лав встречаются маломощные (до 10 м) прослои и линзы известковистых туффитов, известковистых песчаников, алевролитов и серых пелитоморфных известняков, содержащих большое количество обломков брахиопод, гастропод, мшанок и трилобитов. Мощность этой части разреза верхней подсвиты составляет 350–400 м.



Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы Д-9065.

Из линзы биокластических известняков, залегающих среди туфов среднего состава (т. н. Д-9041: 42°31'31.20" с.ш.; 72°51'56.40" в.д.) выделены конодонты *Panderodus? nogamii* (Lee, 1975), *Ansella robusta* (Ethington, Clark, 1981). *Juanognathus variabilis* (Serpagli, 1974), *Drepanodus arcuatus* (Pander, 1856), *Histiodella holodentata* (Ethington, Clark, 1981), *Prioniodus* ? sp., *Drepanodus* sp., gen. indet. sp. 2.. Возраст известняков определяется видами *Histiodella holodentata* и *Ansella robusta*, которые в Северной Америке появляются не ранее, чем с середины нижней части дарривилского яруса [3]. Кроме того, был найден элемент нового вида и нового рода gen. indet. sp. 2, который встречается в дарривилских отложениях Казахстана (найманская свита) и Алтая (воскресенская свита) (неопубликованные данные Т.Ю. Толмачевой). Таким образом, находки конодонтов в известняках нижней части верхней подсвиты кенташской свиты позволяют относить ее к нижней части дарривилского яруса среднего ордовика.

Верхи разреза верхней подсвиты наиболее полно обнажены в верховьях руч. Кенташ. Здесь широко распространены литокластические туфы андезибазальтов и базальтов, содержащие небольшие линзовидные прослои тонкослоистых туффитов и кремнистых туффитов; выше залегает мощная пачка подушечных миндалекаменных базальтов и туфов основного состава. Мощность этой части разреза верхней подсвиты может достигать 500–600 м. Общая мощность разреза кенташской свиты достигает более 1500 м.

На основании находок конодонтов и датирования туфов дацитового состава средней подсвиты устанавливается ранне-среднеордовикский (верхи тремадока – низы дарривилия) возраст кенташской свиты. Верхняя возрастная граница формирования кенташской свиты устанавливается по возрасту крупного массива граносиенитов, прорывающего породы разных подсвит и слагающего осевую часть Киргизского хребта. На основании U-Pb датирования акцессорного циркона возраст массива оценивается как 468±4 млн лет. С учетом возраста подошвы дарривилия – 468.1±1.6 млн лет, а его кровли – 460.9 млн лет [4] можно предполагать, что внедрение массива произошло сразу после окончания формирования кенташской свиты, а ее верхняя возрастная граница не превышает низов дарривилия.

Изучение особенностей состава вулканитов кенташской толщи показывает, что они образуют дифференцированные серии от андезибазальтов через трахиандезибазальты к трахидацитам (нижняя и средняя подсвиты) и от базальтов через трахибазальты и трахиандезибазальты к трахиандезитам (верхняя подсвита). Вулканиты характеризуются низкими и умеренными содержаниями K_2O и относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям. На диаграмме TiO_2 – FeO*/MgO все эффузивы кенташской свиты имеют отчетливый известково-щелочной тренд. Среди эффузивов резко преобладают разности с умеренными содержаниями TiO_2 (0.8–1.2 %). Все породы кенташской свиты обладают умеренно фракционированными спектрами распределения РЗЭ, типичными для островодужных вулканитов. На спайдер-диаграммах в эффузивах и туфах кенташской свиты проявлены отчетливые отрицательные аномалии Nb, реже Ti и положительные аномалии Sr и Ba, что является типичным для надсубдукционных комплексов. На дискриминационных диаграммах Th-Hf/3-Nb/16, MnOx10-TiO₂-P₂O₅ все породы кенташской свиты попадают в поля базальтов вулканических дуг и островодужных толеитов.

Таким образом, вулканические породы ранне-среднеордовикской кенташской свиты относятся к дифференцированной вулканической серии, формирование которой происходило в островодужной обстановке.

- [1] Апаяров Ф.Х., Мамбетов А.М., Миколайчук А.В., Башкиров А.П. Нижний палеозой западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Тезисы докладов четвертого международного симпозиума. – Бишкек, 2008. – С. 82–85.
- [2] Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1. 357 с.
- [3] Ethington R.L., Clark D.L. Lower and Middle Ordovician conodonts from the Ibex Area Western Millard County, Utah // Brigham Young Univ. Geol. Studies. 1981. – 28. – P. 1–155.
- [4] *Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M.* The concise geologic time scale. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2008. 177 p.
- [5] *Pyle L.J., Barnes C.R.* Conodonts from a platform-to-basin transect, Lower Ordovician to Lower Silurian, Northeastern British Columbia, Canada // J. Paleont. 2003. V. 77, № 1. P. 146–171.

СРЕДНЕРИФЕЙСКИЕ ГНЕЙСОГРАНИТЫ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА, СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

К.Е. Дегтярев^{*}, А.А. Третьяков^{*}, А.Б. Котов^{**}, Е.Б. Сальникова^{**}, К.Н. Шатагин^{***}, С.З. Яковлева^{**}, И.В. Анисимова^{**}

*Москва, Геологический институт РАН, degtkir@ginras.ru **Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru ***Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, shat@igem.ru

Кокчетавский массив является одним из наиболее крупных докембийских сиалических блоков западной части палеозоид Казахстана. Среди докембрийских образований Кокчетавского массива выделяются комплексы фундамента, представленные гнейсами и кристаллическими сланцами зерендинской серии, и чехла, в строении которого участвуют кислые эффузивы (кууспекская свита) и кварцито-сланцевые толщи (шарыкская и кокчетавская свиты).

Зерендинская серия сложена в основном биотитовыми, гранат-биотитовыми, кордиеритгранат-биотитовыми гнейсами, гранат-силлиманит-мусковитовыми, двуслюдяными гнейсами, гранат-силлиманит-мусковитовыми кварцитами, гранат-биотитовыми и андалузит-гранат-биотитовыми кристаллическими сланцами с линзами мраморов [5, 8]. В метаосадочных породах этой серии присутствуют детритовые цирконы с возрастом около 2 млрд лет, а их Nd модельный возраст составляет 2.1–2.5 млрд лет [6, 12]. На основании этих данных зерендинская серия может быть отнесена к верхам нижнего протерозоя или к нижнему рифею. Метаосадочные породы зерендинской серии на многих участках содержат блоки и тектонические линзы эклогитов, гранатовых амфиболитов, гранатовых пироксенитов и перидотитов [3, 4].

В основании разреза докембрийского чехла Кокчетавского массива залегает толща рассланцованных порфироидов риолитового состава мощностью 500–600 м (кууспекская свита), возраст которых составляет 1136±4 млн лет (U-Pb метод по циркону) [9]. Кууспекская свита перекрывается филлитовидными серицито-кварцевыми сланцами с отдельными прослоями графитистых микрокварцитов, бластопсаммитовых сланцев и доломитов (шарыкская свита мощностью до 1000 м). Выше залегают серицито-кварцитовые сланцы и кварциты с горизонтами обогащенных цирконом и рутилом кварцитов (кокчетавская свита мощностью от 500 до 1500 м) [1]. Изучение обломочных цирконов из кварцитов кокчетавской свиты показало, что наибольшее число полученных для них оценок попадает в интервал 900–1700 млн лет [6]. Отсюда следует, что кварцито-сланцевые толщи Кокчетавского массива, скорее всего, имеют позднерифейский возраст. Характерной особенностью комплексов докембрийского чехла массива является метаморфизм, не превышающий низких ступеней зеленосланцевой фации.

Исследования, проведенные в последние годы, показывают, что среди докембрийских образований большую роль играют гранитоиды, приуроченные к выходам зерендинской серии и представленные в основном гнейсогранитами. Эти породы занимают большие площади в центральной и восточной частях Кокчетавского массива.

Гнейсограниты были изучены нами в центральной части Кокчетавского массива – в районе г. Кокчетав и на побережье оз. Челкар, а также в Боровском блоке на востоке массива.

На северо-восточном берегу оз. Челкар, а также на восточном и северном берегах Чаглинского водохранилища (юго-западнее г. Кокчетав) большие площади сложены крупнопорфировидными и равномерно-зернистыми гнейсогранитами, среди которых встречаются тела мелко-среднезернистых лейкократовых гранитов и аплитов. Среди гнейсогранитов присутствуют будины ортоамфиболитов, мощностью до 10 м и протяженностью до 100 м. Контакты гнейсогранитов и ортоамфиболитов, как правило, тектонические, хотя в отдельных случаях можно предполагать, что последние являются более ранними образованиями.

К западу от г. Кокчетав в окрестностях пос. Чайкино гнейсограниты, слагающие ядра не-

больших антиформ, испытали интенсивные структурно-метаморфические преобразования и превращены в бластомилониты с очковой текстурой и хорошо выраженной линейностью и метаморфической полосчатостью. Они включают небольшие (от 2–3 до 50 м) блоки и будинированные тела эклогитов и гранатовых габбро-амфиболитов. Такие же бластомилониты по гнейсогранитам с будинами эклогитов и гранатовых амфиболитов развиты и к югу от г. Кокчетав в окрестностях пос. Енбек-Берлык [2].

В Боровском блоке на востоке Кокчетавского массива гнейсограниты слагают ядро крупной антиформы субширотного простирания и на многих участках содержат будированные тела габбро-амфиболитов. Кроме того, в окрестностях оз. Майбалык и к северо-западу от пос. Кумкосяк в них встречаются небольшие (до 20 м) тела эклогитов и гранатовых амфиболитов, а к югу и северо-западу от пос. Жанаталап – тектонические линзы аподунитовых серпентинитов. К северо-западу от пос. Жанаталап тела гнейсогранитов прорывают габбро-амфиболиты щучинского ультрамафит-габбрового комплекса.

Нами проведено U-Pb датирование акцессорного циркона, выделенного из гнейсогранитов северо-восточного побережья оз. Челкар (проба Z-9032; 53°12'15.4" с.ш.; 68°27'58.2" в.д.). Изученный циркон обладает всеми признаками магматического происхождения и имеет возраст 1156±4 млн лет. Близкие оценки возраста кристаллизации получены для гнейсогранитов восточного берега Чаглинского водохранилища (около 1150 млн лет) [10] и района оз. Майбалык (около 1200 млн лет) [7]. Таким образом, на основании имеющихся данных возраст гнейсогранитов можно считать среднерифейским (около 1150 млн лет).

Особенностью среднерифейских гнейсогранитов Кокчетавского массива является приуроченность к ним на некоторых участках будин и тектонических линз эклогитов и гранатовых амфиболитов. Как известно, в пределах Кокчетавского массива эклогиты в виде будин и блоков присутствуют также в различных гнейсах и слюдяных сланцах (район оз. Кумдыколь, г. Сулутобе и др.) [4, 13]. Для эклогитов и гранатовых амфиболитов, залегающих среди гнейсогранитов, данные о возрасте высокобарического метаморфизма отсутствуют, в то время как для эклогитов в алмазоносных гнейсах района оз. Кумдыколь Sm-Nd методом получена оценка возраста метаморфизма 528–535 млн лет, что соответствует раннему кембрию [11, 14]. На основании этих данных можно предполагать, что возраст метаморфических преобразований протолитов эклогитов и гнейсогранитов также является раннекембрийским.

Изучение структурного положения гнейсогранитов Кокчетавского массива показывает, что они, как правило, приурочены к ядрам антиклинальных структур, крылья которых сложены комплексами докембрийского чехла массива – сланцами и кварцитами шарыкской и кокчетавской свит. Контакты между гнейсогранитами с одной стороны, кварцитами и сланцами – с другой повсеместно имеют тектонический характер.

Высокобарический метаморфизм, проявленный в пределах Кокчетавского массива, обычно связывают с субдукцией пород на глубины от 60 до 150 км и их последующей эксгумацией [3, 4, 13]. Характер метаморфических преобразований докембрийских образований Кокчетавского массива свидетельствует о том, что раннекембрийскому высокобарическому метаморфизму подвергались только породы докембрийского фундамента, тогда как для кварцитов и сланцев комплексов чехла характерен более слабый метаморфизм. Поэтому можно предполагать, что в ходе субдукции произошло тектоническое отслаивание кварцитов и сланцев чехла от пород фундамента, в результате чего последние были погружены на большие глубины и подверглись высокобарическому метаморфизму. Наблюдаемые тектонические соотношения слабометаморфизованных кварцитов и сланцев чехла и глубокометаморфизованных в раннем кембрии гнейсогранитов фундамента, вероятно, возникли при эксгумации последних в верхние горизонты коры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00933) и Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

[1] Геология Северного Казахстана (стратиграфия). – Алма-Ата: Наука, 1987. – 224 с.

^[2] Де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др. Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоне: новые структурные и ⁴⁰Ar-³⁹Ar данные // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – С. 445–454.

- [3] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др. Венд-раннеордовикская эволюция и модель экгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. – 2006. – Т 47. – С. 428–444.
- [4] Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая позиция алмазсодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – С. 1645–1666.
- [5] Другова Г.М., Пряткина Л.А. Эволюция метаморфизма зерендинской серии Кокчетавского массива // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. – 1974. – № 5. – С. 1–10.
- [6] Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б. и др. К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Доклады АН. – 2001. – Т. 381, № 4. – С. 518–521.
- [7] *Летников* Ф.А., Халилов В.А. К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Доклады АН. 1994. Т. 334, № 3. С. 352–355.
- [8] Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 270 с.
- [9] Третьяков А.А., Котов А.Б., Летников Ф.А. и др. Гренвильские магматические комплексы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) вулканитов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану): Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 114–115.
- [10] Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану): Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. – С. 116–117.
- [11] Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. и др. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 47–58.
- [12] Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metemorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology. – 1991. – V. 19, № 7. – P. 710–713.
- [13] *Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M. et al.* Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, Northern Kazakhstan // The Island Arc. 2000. V. 9. P. 264–283.
- [14] Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al. Geochemistry and age of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Contr. Miner. Petrol. – 1999. – V. 137. – P. 185–205.

СВЯЗЬ ВАРИАЦИЙ ⁸⁷SR/⁸⁶SR МОРСКОЙ ВОДЫ И ЧАСТОТЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ В ФАНЕРОЗОЕ

А.Н. Диденко

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

Анализ магнитохроностратиграфических шкал фанерозоя [4, 8] позволяет уверенно выделить в истории геомагнитного поля за последние 540 млн лет как минимум три суперхрона (гиперхрона): 1) Джалал (Меловой) прямой полярности – 120–85 млн лет; 2) Киама (Пермский) обратной полярности – 310–260 млн лет; 3) Хадарский (Ордовикский или Майеро) обратной полярности – 490–470 млн лет. Имеется также интервал с низкой частотой инверсий в триасе 220–180 млн лет тому назад. Даже при визуальном анализе зависимости частоты геомагнитных инверсий от времени (использована шкала Д.М. Печерского с соавторами [5]) можно говорить о существовании за последние 500 млн лет четырех участков с крайне низким значением частоты (0–0.5/1 млн лет). Количественные виды анализа показали наличие в этом временном ряде нескольких значимых (ρ =0.05) квазипериодических колебаний с периодами: 1) 600, 168, 122 и 95 млн лет – спектральный анализ; 2) 579, 133 и 92 млн лет – автокорреляционный анализ; 3) 100–150 млн лет – вейвлет-анализ.

Проблема связи основных характеристик геомагнитного поля, с помощью которых можно описать историю процессов в ядре Земли, и тектономагматических, климатических, палеогеографических явлений на ее поверхности привлекает внимание исследователей многие годы. Конкретные механизмы связи глобальных геомагнитных и геотектонических явлений точно не известны, но многими авторами высказываются предположения, что процессы генерации геомагнитного поля во внешнем ядре и тепловой (термохимической) конвекции на границе ядро– нижняя мантия, за счет которой выносится более 90 % тепла и энергии в верхние оболочки Земли, взаимосвязаны и могут оказывать влияние друг на друга (например **[3, 5, 6, 7, 9]**). Эффективность геодинамо увеличивается, когда идет интенсивный отток тепла и легкой фракции с границы ядро–мантия, наблюдаются длительные периоды существования геомагнитного поля одного знака (до определенного предела, после которого наступает инверсионный режим) – суперхроны **[7, 9]**.

Предполагается, что вариации тектономагматического режима Земли могут отражаться в изменении изотопного состава некоторых химических элементов в морской воде. Это, прежде всего, относится к величине 87 Sr/ 86 Sr, так как данное отношение латерально выдержано для каждого временного среза в водах Мирового океана, а во времени меняется под влиянием мантийного (поступление 86 Sr) и континентального (поступление 87 Sr) потоков вещества в воды Мирового океана [10]. Наиболее подходящим объектом для изучения этого отношения во времени являются морские карбонатные породы, стронций которых на стадии седиментации находился в изотопном равновесии с водами Мирового океана.

Для изучения вариаций поведения изотопов стронция в водах фанерозойских океанов использованы данные из **[10; рис. 4, 6]**; графики поведения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во времени были оцифрованы с помощью программы WinDIG-2.5, затем рассчитаны средние для пятимиллионных интервалов. Полученный таким образом временной ряд анализировался по такой же методике, как и частота геомагнитных инверсий.

Поведение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в течение фанерозоя более сложное; на протяжении всего палеозоя и до середины мезозоя ряд имеет отрицательный тренд, после 150 млн лет и до настоящего времени – резкий положительный. На фоне этих трендов наблюдаются 100-, 60-миллионные и более мелкие квазипериодические колебания. Ряд минимумов этой зависимости совпадает по времени с известными крупными тектонотермальными событиями, например с излиянием Сибирских траппов (240–250 млн лет).

Детальный анализ показал наличие в этом временном ряде нескольких значимых (р=0.05)

квазипериодических колебаний с периодами: 1) 293, 163, 94 и 68 млн лет – спектральный анализ; 2) 322, 94 и 65 млн лет – автокорреляционный анализ; 3) 50–100 млн лет – вейвлет-анализ. Необходимо отметить, что квазипериодические колебания для ряда ⁸⁷Sr/⁸⁶S были выделены только после процедуры сглаживания ряда (окно 20 млн лет) и удаления трендов, тогда как для частоты инверсий квазипериодические колебания выделяются и в исходном ряде.

Совместный анализ двух вышеописанных временных рядов показал, что этапы усиления тектономагматического режима на поверхности Земли, вызывающие уменьшение величины 87 Sr/ 86 Sr в водах фанерозойских океанов, часто предваряются периодами спокойного стояния геомагнитного поля, когда инверсии редки или их нет вовсе на протяжении первых десятков миллионов лет. Время задержки проявления экстремумов на зависимости величины 87 Sr/ 86 Sr по отношению к началу периодов спокойного стояния геомагнитного поля составляет от 10 до 30 млн лет. Схематически это можно описать следующим образом – зарождение и «отрыв» плюма от границы ядро–мантия фиксируется началом длительного интервала монополярного геомагнитного поля (суперхрон), а «приход» плюма в верхние оболочки Земли (литосфера) фиксируется пониженной величиной 87 Sr/ 86 Sr в водах фанерозойских океанов. Сходный вывод был сделан автором настоящего сообщения более 10 лет назад [2]. О существовании временного «шифта» в первые десятки миллионов лет между проявлениями суперхронов и плюмов пишут В. Куртьё и П. Олсон [7].

Спектральный, автокорреляционный и вейвлет-анализы проведены с помощью программ AutoSignal-1.7 SeaSolve Inc. и Statistica-6.0 StatSoft. Inc., использовалась также программа вейвлет-анализа М.В. Алексютина, в которой реализован способ выделения гармонических палеомагнитных сигналов во времени с помощью вейвлета Морле [1].

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-I-OH3-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

- [1] Гурарий Г.З., Алексютин М.В., Атаев Н. Вейвлет-анализ палеомагнитных данных. 1. Характерные средние (5–10 тыс. лет) времена колебаний элементов геомагнитного поля во время инверсии ранняя харамильо и в поле непосредственно до и после инверсии (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2007. № 10. С. 24–34.
- [2] Диденко А.Н. Стомиллионлетние вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // Физика Земли. 1998. № 5. С. 3–10.
- [3] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Н., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 408 с.
- [4] *Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю.* Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения // Физика Земли. 2007. № 10. С. 15–23.
- [5] *Печерский Д.М., Любушин А.А., Шаронова З.В.* О синхронности событий в ядре и на поверхности Земли: изменения в органическом мире и полярности геомагнитного поля в фанерозое // Физика Земли. 2010. № 7. С. 64–74.
- [6] Старченко С.В. Кинематическое осесимметричное геодинамо с сильной генерацией // Физика Земли. 1993. № 10. С. 14–20.
- [7] Courtillot V., Olson P. Mantle plumes link magnetic superchrons to phanerozoic mass depletion events // Earth and Planetary Science Letters. – 2007. – V. 260. – P. 495–504.
- [8] Gradstein F.M., Ogg J., van Kranendok M. On the geological time scale // Newsletters on stratigraphy. 2008. V. 43/1. P. 5–13.
- [9] Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planetary Science Letters. – 1991. – V. 107, № 3/4. – P. 437–447.
- [10] Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. 87Sr/86Sr, δ13C and δ18O evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. – 1999. – V. 161. – P. 59–88.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ПРИСАЯНЬЯ (БИРЮСИНСКИЙ БЛОК)

Н.В. Дмитриева

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

При реконструкции ранних этапов формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса важно иметь представление о составе и строении кристаллического основания Сибирского кратона, особенно его окраинных зон, несущих важную информацию об особенностях эволюции литосферы.

Раннепротерозойские метаморфические и гранитоидные комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона образуют протяженный (около 1500 км) Ангарский складчатый пояс. который с запада окаймляет Тунгусскую гранит-зеленокаменную тектоническую провинцию кратона [1, 2]. Метаосадочные отложения этого пояса обнажены на значительной территории Енисейского кряжа и Присаянья (Бирюсинский выступ), являясь важной составной частью кристаллического основания этих краевых структур. Они перекрывают архейское гранулитогнейсовое основание и метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. К наиболее ранним существенно метаосадочным комплексам в Енисейском кряже относятся отложения енисейской серии (~1.9 млрд лет [3]) и гаревской толщи, а в Присаянье – нижние горизонты неройской (алхадырская свита) серии, к более поздним – соответственно породы тейской серии и туманшетской свиты (неройская серия) [2]. Названные серии, или комплексы, существенно метаосадочных пород образованы мощными (2-4 км) толщами метатерригенных, преимущественно глиноземистых, сланцев с горизонтами кварцитовидных песчаников, мраморов и, реже, метабазальтов. По существу, это мелководно-морские отложения, сформированные в пределах впадин (синеклиз) или прогибов и представляющие собой протоплатформенный осадочный чехол архейских блоков континентальной коры. Такая геодинамическая обстановка весьма характерна для раннего протерозоя [4], когда после становления архейской коры происходит ее переработка и латеральный рост путем формирования окраинно-континентальных осадочных бассейнов, рифтовых зон и островных дуг [5, 6].

В работе дана сравнительная характеристика химического и изотопного Sm-Nd состава метатерригенных пород гаревской толщи Енисейского кряжа и алхадырской свиты неройской серии северо-западной части Бирюсинского блока.

Гаревская толща представлена мигматизированными биотитовыми гнейсами, биотитамфиболовыми плагиогнейсами, гранат-биотитовыми (±ставролит, ±силлиманит), двуслюдяными кристаллосланцами, в подчиненном количестве – мраморами, кварцитами с линзами гравелитов, пластовыми телами амфиболитов (метабазитов). Раннепротерозойский возраст толщи обосновывается тем, что она залегает в основании рифейского мегакомплекса Заангарья, а также радиогеохимической близостью метапелитов гаревской толщи и терригенной толщи енисейской серии. В составе алхадырской свиты преобладают слюдистые сланцы, глиноземистые гнейсы со ставролитом, дистеном, силлиманитом, гнейсы гранат-биотитовые, лейкократовые, подчиненное значение имеют пласты мраморов, кальцифиров, кварцитов и амфиболитов. Возраст неройской серии ввиду отсутствия прецизионных изотопно-геохронологических данных требует уточнения. По особенностям строения разрезов, составу и радиогеохимическим признакам метаосадочные породы алхадырской свиты коррелируются с отложениями гаревской толщи.

В целом породы алхадырской свиты характеризуются широким диапазоном концентраций SiO₂ (56–68 %) и CaO (0.2–6 %) и высоким суммарным содержанием Fe₂O₃*+MgO (7–12 %). Для гранат-биотитовых и ставролит-дистен-силлиманитовых гнейсов характерны повышенные содержания CaO и Na₂O и пониженные K₂O относительно PAAS (постархейский глинистый сланец [7]). Достаточно высокое содержание CaO и Na₂O в этих породах свидетельствует о низкой степени химического выветривания пород источников сноса и недалекой транспортировке материала. По сравнению с гранат-биотитовыми, ставролит-дистен-силлиманитовые гнейсы отличаются большими содержаниями Al_2O_3 , $Fe_2O_3^*$, MnO, что отражает рост доли глинистого компонента. Для слюдистых сланцев характерны наиболее низкие в сравнении с другими типами пород алхадырской свиты и PAAS содержания CaO, Na₂O, P₂O₅. Для рассматриваемых пород гаревской толщи также характерны широкий диапазон концентраций SiO₂ (53–67 %), CaO (0.5–8 %) и высокое суммарное содержание $Fe_2O_3^*+MgO$ (7–12 %). Наиболее низкие содержания CaO и Na₂O характерны для высокоглиноземистых разностей ($Al_2O_3=18-22$ %). По сравнению с PAAS породы несколько обогащены CaO и Na₂O. Это наряду со значениями SiO₂/Al₂O₃ (3–5), соответствующими магматическим породам, показывает, что состав их не претерпел каких-либо существенных трансформаций в процессе метаморфизма.

На диаграмме log(SiO₂/Al₂O₃)–log(Fe₂O₃/K₂O) М. Хиррона **[8]** гранат-биотитовые и ставролит-дистен-силлиманитовые гнейсы алхадырской свиты соответствуют ваккам, а слюдистые сланцы – глинистым сланцам. Точки составов гранат-биотитовых (±ставролит, ±силлиманит) и двуслюдяных кристаллосланцев гаревской толщи также образуют ряд пород, попадающих в поля вакков и глинистых сланцев (наиболее глиноземистые разности).

Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [9], для всех изученных образцов алхадырской свиты характеризуются явно выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0.4-0.8), что говорит о присутствии кислых пород в области источников сноса. Отношения легких и тяжелых РЗЭ ((La/Yb)n) в гранат-биотитовых гнейсах заметно варьируются – от 3.5 до 11.8. Слюдистые сланцы и ставролит-дистен-силлиманитовые гнейсы алхадырской свиты характеризуются невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым (La/Yb)n= =5.6-8.3. По сравнению с РААЅ гранат-биотитовые гнейсы алхадырской свиты обеднены легкими и обогащены тяжелыми РЗЭ, что, возможно, связано с размывом пород основного состава. Для ставролит-дистен-силлиманитовых гнейсов и слюдяных сланцев кривые распределения РЗЭ наиболее близки PAAS с несколько повышенным общим содержанием РЗЭ. Распределение РЗЭ в кристаллосланцах гаревской толщи в основном подобно PAAS. Значения La_N/Yb_N (5.6-10) и величины Еи аномалии (Еи/Еи*=0.4-0.8) в метапелитах гаревской серии в целом сопоставимы с теми, что характерны для метапелитов алхадырской свиты. Однако есть образцы с повышенными отношениями La_N/Yb_N (12-17) и Gd_N/Yb_N (1.9-3.0), отвечающими скорее всего тоналит-трондьемитовому источнику сноса терригенного материала. По сравнению с PAAS содержания большинства элементов в породах алхадырской свиты варьируются в пределах (0.5–1.4)×РААЅ. В целом для пород характерны повышенные относительно РААЅ содержания Zr, Hf, Y, Sc и несколько пониженные K, Li, Ba, Cr, Co, Ni, а для метапелитов также Sr. В сравнении с РААЅ породы гаревской толщи характеризуются повышенными содержаниями У. Sc. La, Th и пониженными V, Cr, Co, Ni, Sr, Zr, Содержание Rb, Hf, K в них подобно PAAS.

Таким образом, по содержанию большинства рассматриваемых элементов метатерригенные породы алхадырской свиты и гаревской толщи достаточно близки друг другу и PAAS. Повышенные содержания K, Rb, а также значения отношений Th/U, Th/Sc в метапелитах гаревской толщи говорят о преобладании кислых пород в области сноса.

Изученные метатерригенные породы характеризуются близкими к среднекоровому (0.12) величинами ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (0.09–0.13), что позволяет использовать величину одностадийного модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ для характеристики усредненного возраста источников сноса метатерригенных пород. Полученные значения $T_{Nd}(DM)$ для пород алхадырской свиты варьируются от 2.5 до 2.0 млрд лет и ε_{Nd} =-0.3 ... +5.5. Метатерригенные отложения гаревской толщи характеризуются модельным возрастом 2.1–2.0 млрд лет, ε_{Nd} = +2.0 ... +3.7. По минимальным величинам модельного Nd возраста можно установить нижнюю границу осадконакопления ~ 2.0 млрд лет. Одним из компонентов питающей провинции для терригенных осадков, вероятно, служили архейские породы, характеризующиеся повышенными содержаниями Th, P3Э, Zr, Hf [10]. Архейская кора такого типа распространена в Ангаро-Канском (Енисейский кряж) и Китойском блоках (Шарыжалгайский выступ) [11]. Вторым компонентом в питающей провинции, вероятно, была ювенильная палеопротерозойская кора.

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

- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution / Ed. K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
- [2] Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1524–1544.
- [3] Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993. – Т. 1, № 1. – С. 35–40.
- [4] *Хаин В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. – 2006. – № 5. – С. 3–24.
- [5] Hoffman P.F., Bowring S.A. Short-lived 1.9. Ga continental margin and its destruction, Wopmay orogen, Northwest Canada // Geology. – 1984. – V. 12. – P. 68–72.
- [6] Windley B.F. Proterozoic collisional and accretionary orogens // Proterozoic crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1993. – P. 419–446.
- [7] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- [8] Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log date // J. Sed. Petrol. – 1988. – V. 58. – P. 820–829.
- [9] *Boynton W.V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- [10] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Доклады АН. 2003. Т. 390, № 6. С. 813–817.
- [11] Ножкин А.Д., Туркина О.М. Архейские гранулито-гнейсовые комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона // Геология и геодинамика архея: Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. – СПб.: Центр информационной культуры, 2005. – С. 293–298.

ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ ЧУЙСКОГО И КУТИМСКОГО КОМПЛЕКСОВ (БАЙКАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ВЫСТУП ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Т.В. Донская*, Д.П. Гладкочуб*, А.М. Мазукабзов*, С.Л. Пресняков**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tanlen@crust.irk.ru **Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

В настоящее время общепринято, что формирование Сибирского кратона как единой структуры произошло на временном рубеже 2.10–1.85 млрд лет [1, 2]. Комплексами-индикаторами завершения процессов становления структуры кратона являются многочисленные хорошо изученные гранитоиды с возрастом 1.88–1.85 млрд лет, широко представленные в пределах его краевых выступов [3–7 и др.]. Индикаторы ранних стадий становления структуры кратона исследованы с гораздо меньшей детальностью.

Нами были изучены граниты чуйского и кутимского комплексов, располагающиеся в пределах северной части Байкальского краевого выступа Сибирского кратона. Эти образования можно рассматривать в качестве индикаторов ранних стадий становления структуры кратона. Ранее А.М. Лариным с соавторами [4] высказывалась точка зрения о формировании гранитов чуйского комплекса в обстановке островной дуги. Породы кутимского комплекса до настоящего времени были практически не изучены.

Чуйский комплекс представлен главным образом биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, которые прорывают метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения чуйской свиты раннего протерозоя. Кутимский комплекс гранитоидов в пределах Байкальского краевого выступа всегда выделялся с определенной долей условности. Предполагалось, что он мог являться составной частью постколлизионного ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. В то же время отмечалось определенное сходство петрографических и петрогеохимических характеристик гранитоидов чуйского и кутимского комплексов. Породы кутимского комплекса представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, гранитами, сиенитами, граносиенитами. Во многих случаях обнаруживаются тектонические контакты гранитоидов кутимского комплекса с окружающими их образованиями.

Детальное изучение гранитов чуйского и кутимского комплексов было проведено в районе среднего течения реки Чая. В результате проведенных исследований было установлено, что породы обоих комплексов имеют близкий возраст, сходный Nd изотопный состав, но существенно различные геохимические характеристики.

U-Pb возраст по циркону гранитов чуйского комплекса составил 2014±39 млн лет, гранитов кутимского комплекса – 2019±16 млн лет. Граниты чуйского и кутимского комплексов характеризуются сходными положительными первичными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$. Для гранитов чуйского комплекса рассчитанные значения $\varepsilon_{Nd}(2014$ млн лет) составляют +3.2 ... +3.8, а для гранитов кутимского комплекса $\varepsilon_{Nd}(2019$ млн лет) варьируются в интервале +2.0 ... +3.7.

Проанализированные граниты чуйского и кутимского комплексов характеризуются содержаниями SiO₂ 71 – 72 и 70 – 74 вес. % соответственно. При этом концентрации K₂O в гранитах чуйского комплекса варьируются от 1.4 до 2.3 вес. %, а в гранитах кутимского комплекса – от 3.7 до 5.1 вес. %. Специфическими особенностями гранитов чуйского комплекса являются низкие содержания в них высокозарядных и редкоземельных элементов. По своему химическому составу граниты чуйского комплекса сопоставимы с породами тоналит-трондьемитгранодиоритовой серии или с высокоглиноземистыми І-типа гранитами. Граниты кутимского комплекса невозможно однозначно отнести к какому-либо одному типу на основании их химического состава. Так, повышенные содержания в них Zr и LREE, а также расположение фигуративных точек в поле гранитов А-типа на диаграмме [8] указывают на их близость гранитам этого геохимического типа. По содержанию Al_2O_3 и отношению FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO) граниты кутимского комплекса наиболее близки окисленным гранитам А-типа [9]. В то же время низкие концентрации Y, Nb, Yb в гранитах кутимского комплекса с содержанием SiO₂=70.0–71.8 вес. % резко отличаются от концентраций этих элементов в классических гранитах А-типа [8] и близки высокоглиноземистым гранитам I-типа. Кроме того, тенденция к повышению концентраций Ba, Y, Zr, Ce с увеличением кремнезема сближает исследованные граниты кутимского комплекса с высокотемпературными гранитами I-типа [10], образованными за счет мафических источников.

Для гранитов чуйского комплекса по сравнению с гранитами кутимского комплекса отмечаются более низкие температуры начальных стадий кристаллизации расплава, рассчитанные на основе цирконового термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [11]. Проведенные расчеты показали, что для гранитов чуйского комплекса фиксируются температуры 735–776 °С, а для гранитов кутимского комплекса – 819–920 °С. Низкие содержания Y и Yb в гранитах чуйского комплекса и в гранитах кутимского комплекса с содержанием SiO₂=70.0–71.8 мас. % свидетельствуют о присутствии граната в рестите и, соответственно, высоком (≥10–12 кбар) давлении, существовавшем при образовании расплавов [6, 12].

Идентичные положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и близкие значения отношений несовместимых элементов, таких как Nb/La, Th/La, Zr/Th, Ce/Nb, свидетельствуют о формировании гранитов чуйского и кутимского комплексов за счет плавления близких по составу ювенильных источников или даже за счет единого источника. Численное моделирование показало, что граниты обоих комплексов могли быть образованы из источника, близкого по составу известковощелочным островодужным базальтам, только при разных степенях частичного плавления и различном процентном соотношении минералов в рестите, имеющем следующий состав – роговая обманка–плагиоклаз–клинопироксен–гранат.

В связи с тем, что граниты чуйского и кутимского комплексов расположены в одной тектонической структуре и имеют сходный абсолютный возраст, необходимо предполагать единую геодинамическую обстановку их формирования, несмотря на их разные геохимические характеристики. Предлагаемая ранее для гранитов чуйского комплекса обстановка островной дуги [4] не подходит для формирования гранитов кутимского комплекса, имеющих высокие температуры начальных стадий кристаллизации расплава и некоторые геохимические особенности гранитов А-типа. Мы считаем, что практически одновременное образование расплавов, близких по составу к породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (чуйский комплекс), и высокотемпературных расплавов с характеристиками гранитов А- и І-типов (кутимский комплекс) возможно только в основании утолщенной коры. Базитовый источник, допускаемый для гранитов как чуйского, так и кутимского комплекса, позволяет нам предполагать, что утолщение могло произойти в результате андерплейтинга базитовых расплавов к основанию коры. Так как на временной период ~2.0 млрд лет в исследуемом регионе не фиксируется доказательств крупных коллизионных процессов, а допускается обстановка активной континентальной окраины [13], утолщение коры посредством андерплейтинга базитовых расплавов могло происходить в данной геодинамической обстановке над полого погружающейся зоной субдукции [14]. Локальный характер проявления высокотемпературных гранитов кутимского комплекса позволяет предположить, что под утолщенной корой существовали области с повышенным тепловым потоком, ответственные за формирование гранитоидов данного типа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00245, 09-05-01005, 08-05-98070) и Программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3).

- [1] *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- [2] Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E. Siberian craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. – 2006. – V. 29, № 3. – P. 169–174.
- [3] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 3. – С. 253–279.

- [4] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006. – Т. 14, № 5. – С. 3–15.
- [5] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 282–303.
- [6] *Туркина О.М.* Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. 2005. Т. 13, № 1. С. 41–55.
- [7] Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 8. – С. 717–731.
- [8] Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.
- [9] Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93. P. 215–233.
- [10] Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature I-type granites // Resource geology. – 1998. – V. 48, № 4. – P. 225–235.
- [11] Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 64. P. 295–304.
- [12] *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
- [13] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Шохонова М.Н., Федерягина Е.Н. Внутренняя структура палеопротерозойского Акитканского складчатого пояса (Сибирский кратон) и история его формирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. – С. 92–95.
- [14] Collins W.J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // Geology. 2002. V. 30, № 6. – P. 535–538.

ТР-ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ЯМБУЙСКОГО БЛОКА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

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

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru **Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, liha@igem.ru ***Mосква, Геологический институт РАН, Nekrasov@ginras.ru ***Cанкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, paderin@vsegei.ru, nataliaber@mail.ru

Суванихинская (асынская) свита, составляющая Ямбуйский блок, отнесена к гаргинской серии условно рифейского возраста. Цель работ: определение параметров метаморфизма и возраста пород для сопоставления с вещественными аналогами на других участках.

Ямбуйский блок метаморфических пород расположен на правобережье р. Турка, ограничен на юге и северо-западе разломами, на востоке прорван палеозойскими гранитоидами баргузинского, зазинского комплексов, на юго-востоке – габброидами атарханского комплекса. Суванихинскую свиту слагают биотитовые сланцы и гнейсы, линзы кварцитов, горизонты доломитовых мраморов; маломощные силлы апобазальтовых и апогаббровых амфиболитов залегают согласно с вмещающими толщами и метаморфизованы вместе с ними. Толща погружается на северо-запад под углом 55–80°. Северо-западной границей метаморфического блока служит коллизионная зона, в которой совмещены породы суванихинской свиты, амфиболиты и серпентинизированные гипербазиты в коренном залегании. Коллизионная постройка пронизана дайками и штоками лейкократовых гранит-порфиров и кварцевых порфиров зазинского комплекса с возрастом 268–343 Ма, полученным К-Аг методом по керну скважины [1].

Породы участка опробованы нами по элювию, отвалам и полотну канав. Помимо стандартного химического и петрографического изучения исследованы на микрозонде породообразующие и акцессорные минералы в 15 образцах, это позволило рассчитать ТР-параметры метаморфизма. В ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb методом SHRIMP II проанализированы цирконы одной из разновидностей амфиболитов; цирконы выделены в Республиканском аналитическом центре (г. Улан-Удэ).

Петрохимия приведена в «Мафические породы…» в этом же сборнике. Совокупность мафических пород в пределах Ямбуйского метаморфического блока и коллизионной зоны на его границе можно рассматривать в качестве фрагмента офиолитовой ассоциации внутриокеанической островной дуги.

Петрография, минералогия. <u>Гнейсы и слюдяные бластомилониты</u> сложены биотитом, кварцем, полевыми шпатами; вторичные серицит, мусковит, хлорит. Текстура полосчатая, милонитовая «снежного кома»; структура гранобластовая, лепидогранобластовая. Рудный обычно ильменит, иногда вместе с магнетитом (обр. 0586/5). Гранаты реликтовые низкокальциевые пироп-альмандинового ряда (Pyr 8–19, Alm 70–77 %), практически азональные, редко с проградной зональностью (шл. 0586/5). Содержание спессартинового минала 4–11 %. Биотиты гнейсов – сидерофиллиты (Al sum 1.68–1.90 ф.е., FE# 46–61 %). Полевые шпаты – в микрозондовом исследовании только плагиоклазы, ортоклазового компонента 0.4–1.0 %: в гнейсах андезины (№ 34–44), в бластомилонитах по гнейсам чуть более кислые (№ 27–35).

<u>Доломиты и доломитовые известняки</u> – крупно-, реже средне-мелкослоистые с однородным строением слоев, мелкозернистые. Структура гранобластовая, текстура массивная, в милонитах сланцеватая. Окраска зависит от наличия углистого вещества. На 84–95 % сложены кальцитом или доломитом, в основной массе до 4 об. % мусковита, пирит, лейкоксен; в прожилках апатит, хлорит. В коллизионной зоне <u>мрамор доломитовый</u> неравномерно-зернистый (d от 0.05–0.20 мм до 2 мм) с мономинеральными «пятнами» тремолита, неровными полосами пластинчатого брусита (6 %); присутствуют зерна пироксена или оливина, замещенные серпентином, тальком; рудный, гидроокислы железа; в изометричных доломитовых кристаллах тон-кодисперсная примесь углистого.

Минеральный состав амфиболитов однороден: плагиоклазы, кальциевые амфиболы, иногда клинопироксены, гранаты; всегда присутствуют рудные. Выделены три петрохимических группы амфиболитов: толеитовые, щелочные, бониниты. Эти породы различаются структурой, химизмом, составом рудных и магнезиальностью породообразующих амфиболов.

<u>Толеитовые амфиболиты</u> сланцеватые, структура гранонематобластовая. Породообразующие минералы: полевые шпаты, кальциевые амфиболы проградные, ильменит, иногда клинопироксены, биотиты, гроссуляр-альмандиновые гранаты. Среди полевых шпатов преобладают олигоклаз-андезины (№ 26–44), в двух образцах мигматизированных амфиболитов (по габбро?) лабрадоры с 49–55 % анортита, в останце амфиболитов в поле гранитов – анортит № 90– 94. В кайме плагиоклазов, контактирующих с амфиболом, основность обычно повышена. Близ контакта с гранитоидами баргузинского комплекса присутствуют субкальциевый диопсид, салит и салит-авгит с повышенным марганцем. Температура образования диопсидов по [2] близка к 500 °C, салитов <500 °C. Пироксены можно отнести к проградному парагенезису.

К <u>щелочным</u> базитам относятся массивные габбро с долеритовой структурой (обр. 0582/3); матрикс составляют плагиоклазы, оливин (замещен иддингситом), карбонат; вкрапленники плагиоклазовые. Микрозондового исследования не было.

<u>Бониниты</u> встречены только в коллизионной зоне, в элювии. Визуально темно-зеленые тонкозернистые игольчатые породы; в шлифах полосчатые разноструктурные (в каждой полосе своя): сноповая, центрическая, фиброгранобластовая, нематобластовая, катакластическая. Минеральный состав (об. %): магнетит, магнезиальный амфибол (58–97) двух генераций (проградный и ретроградный с высокотемпературными реликтами), плагиоклаз (0–40). Могут присутствовать лейкоксен, титанит, апатит, флогопит, брусит, поздний кварц (цепочки и прожилки). Амфибол бесцветный и бледно-зеленый игольчато-пластинчатый, волосовидный, образует розетковидные микроагрегаты и тонкопризматические порфиробласты. Плагиоклаз замещается соссюритом; по соссюриту развивается игольчатый амфибол.

<u>Гипербазиты</u> представлены преимущественно серпентинитами с реликтами оливина, пироксенов, хромшпинелида. По валовому составу их можно разделить на две группы: гарцбургиты и (условно, мало анализов) все диопсидсодержащие и диопсидовые породы – лерцолиты, оливиновые клинопироксениты и вебстериты. Судя по фондовым материалам, возможно обнаружение оливинитов. Серпентиниты – породы неравномерного сложения с псевдоморфной гипидиоморфно-зернистой структурой. Амфибол и серпентин образуют спутанно-волокнистые агрегаты, а пластинчатый антигорит – гомоосевые псевдоморфозы по ортопироксену (бастит). Отмечаются чешуйки талька. Акцессорные рудные представлены крупными зернами магнетита, хромшпинелида и зональными зернами хромшпинелида с магнетитовой каймой. Реликтовые хромшпинелиды имеют узкий диапазон составов: по классификации Н.В. Павлова и др. алюмохромиты, хромиты, субферрихромиты (поля 1, 2, 3). Оливин во всех образцах – форстерит с 7–10 % фаялита. Пироксены высокотемпературные (> 1300 °C для P 1–15 кб [2]): в гарцбургите энстатит, в лерцолите – клинопироксен (Wo 27.2–19.0, En 69.1–76.7, Fs 3.6–4.3). Пироксены, оливины и хромшпинелиды можно считать реликтовыми мантийными минералами.

Метаморфизм суванихинской свиты и мафических пород проградный, ТР-параметры возрастали от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений с геотермическим градиентом 14 °/км, но по площади значения температур и давлений различаются. Наиболее они высоки во внутренней части блока (до 720 °C, 9 кбар). В зоне контактового влияния гранитов баргузинского комплекса не превышали 500 °C, 5.5 кбар, а близ поздних жил лейкогранитов метаморфизм носил ретроградный характер (380 °C, 1 кбар). Из этого следует, что интрузия, прорывающая на востоке метаморфическую свиту, не могла быть источником тепла для Ямбуйского блока. Можно предполагать другой невскрытый источник, возможно, его апофизами служат дайки лейкогранитов зазинского комплекса. Проградному метаморфизму предшествовала милонитизация. Ретроградный метаморфизм пород в коллизи-онной зоне (замещение основной ткани серпентинитом, игольчатым амфиболом, хлоритом, соссюритизация плагиоклазов) происходил при температурах ниже 400 °C.

Датирование. Предпринято исследование цирконов, извлеченных из толеитового габбро-

амфиболита, гнейсовидного равномерно-зернистого (обр. **9138** 53°06'37.1" с.ш., 109°58'51.9" в.д.). Минеральный состав породы (об. %): плагиоклаз (52), амфибол (45), до 3 % кварца, менее 1 % ильменита, граната, единичные зерна апатита, хлорита, тонкоагрегатный эпидот, гидроокислы железа. Текстура линейная, структура гранонематобластовая. Амфибол – програднозональная феррочермакитовая роговая обманка; плагиоклаз зональный состава (C \rightarrow R) лабрадор № 54 \rightarrow андезин № 39, гранат азональный гроссуляр-альмандин. Граничные условия кристаллизации амфиболов из этого образца от 635 °C, 6.9 кб до 720 °C, 9 кб.

Цирконы разделены на три морфотипа. Численно преобладают прозрачные розоватые короткопризматические кристаллы с тонкой магматической зональностью, содержаниями (ppm) U 186–699, Th 172–975 и Th/U 0.77–1.44. Вторая группа малочисленна, образована обломками длиннопризматических кристаллов с грубой зональностью, параллельной граням призмы, содержания U 197–517 и Th 132–349, Th/U 0.70. Третью фракцию составляют обломки округлых кристаллов с каймами перекристаллизации и реликтами в центре (U 815, Th 2926); каймы метаморфические с очень низкими содержаниями U (19–77 ppm) и Th (1–50 ppm). Получены конкордантные значения 296.8±2.6 Ма по девяти точкам первой группы и 371.2±6.4 Ма по двум точкам из второй.

Значения 296.8 Ма сопоставимы с возрастом гранитов зазинского комплекса, цирконы ультраметагенного или контактового генезиса. Можно полагать, что 297 Ма – возраст проградного высокотемпературного метаморфизма основных вулканитов и вмещающей суванихинской свиты. Значения 371.2, 635, 725, 808 Ма в настоящее время не поддаются интерпретации. Древние цирконы, вероятно, ксеногенные, цирконы второй группы похожи на циркон габбро, но их очень мало.

Метаморфизм Ямбуйского блока проградный, от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений, соответствует геотермическому градиенту 14 °/км и обусловлен, по-видимому, интрузивным магматизмом раннепермского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00409).

[1] Зеленый Э.Н., Хрусталев В.К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ямбуй – Ина – Кыджимит (верховья). Отчет Зумбурукской и Верхне-Ямбуйской ПСП. – Улан-Удэ: БГУ, 1976. Т. 1.

[2] Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner. - 1983. - V. 68. - P. 477-493.

МАФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЯМБУЙСКОГО БЛОКА – ФРАГМЕНТ ОСТРОВОДУЖНОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Н.А. Доронина*, Д.А. Лыхин**, Б.Г. Голионко***, С.В. Руженцев***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru ** Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, liha@igem.ru ***Москва, Геологический институт РАН, Nekrasov@ginras.ru

Исследование офиолитов позволяет реставрировать обстановки формирования геологических блоков и историю складчатых поясов. В состав офиолитовой ассоциации включают ультрабазиты, габброиды, долериты (комплекс параллельных даек основного состава) и базальтовые комплексы. Впервые в районе ультрабазиты были обнаружены Д.В. Ветровым (1960). Позднее Э.Л. Прудовским (1968) выделен Зумбурукский массив альпинотипной гипербазитовой формации. При петрологическом и петрохимическом изучении вмещающей суванихинской свиты были обнаружены бониниты.

Ямбуйский блок метаморфических пород входит в состав Верхневитимского террейна [1] условно рифейского возраста, расположен на правобережье р. Турки. Он имеет треугольную форму, размеры 8×8 км, ограничен на юге и северо-западе разломами со сдвигово-сбросовой кинематикой; на востоке и юго-востоке прорван палеозойскими интрузиями.

Суванихинскую свиту, составляющую Ямбуйский блок, слагают биотитовые сланцы и гнейсы, кварциты, доломитовые мраморы, маломощные (десятки см – 15 м) «прослои» апобазальтовых и апогаббровых амфиболитов, залегающие согласно с вмещающими и метаморфизованные вместе с ними. По аналогии с другими участками предполагается силловая природа амфиболитов. Северо-западной границей метаморфитов служит правосдвиговая разломная зона шириной 120–650 м, в которой тектонически совмещены породы суванихинской свиты, амфиболиты и серпентинизированные гипербазиты, пронизанные дайками и штоками гранитоидов зазинскогого комплекса с возрастом 268–343 Ма [2]. Гипербазиты образуют серию сближенных дайкообразных тел мощностью от первых до 100 м, прослеженную геофизическими методами на 4 км на северо-восток и пересеченную канавами и бурением на глубину до 200 м [3]. Метаморфизм пород проградный, от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений; возраст метаморфизма близок возрасту зазинского комплекса (в этом же сборнике).

Породы участка опробованы нами по элювию, отвалам и полотну канав. Пробы обработаны и проанализированы в химических лабораториях Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ (силикатный анализ и определение элементов-примесей в 49 пробах, редкоземельные элементы в 28 пробах); ИГЕМ, г. Москва (тот же комплекс в 6 пробах). Исследован на микрозонде состав породообразующих и акцессорных минералов магматических и метаморфических пород Ямбуйского блока – 15 образцов.

Петрография, петрохимия. <u>Гнейсы и слюдистые</u> бластомилониты сложены биотитом, кварцем, полевыми шпатами. По петрохимии относятся к породам среднего состава (60.1–69.3 мас. %) нормальной и повышенной щелочности.

Минеральный состав амфиболитов однороден: плагиоклазы, кальциевые амфиболы, иногда клинопироксены, гранаты; всегда присутствуют рудные; текстура сланцеватая, полосчатая. Различаются эти породы структурой, химизмом, составом рудных и магнезиальностью породообразующих амфиболов. По петрохимии выделены три группы амфиболитов: толеитовые, щелочные, бониниты.

<u>Толеитовые</u> базиты преобладают в метаморфической толще, залегают по всей ее площади, а также присутствуют в коллизионной зоне. По основности отвечают базитам, реже андезибазальтам (в милонитизированных разностях присутствуют кварцевые линзочки). Они характеризуются умеренными MG# (39.5–60.1 мол. %), содержаниями (мас. %) TiO₂ (0.89–2.46), низкой суммарной щелочностью (2.48–3.37), боуэновским трендом кристаллизации и субхондритовым [4] трендом распределения REE, аналогичным тренду океанического плато Науру. Биотитовые амфиболиты (одна проба) отличаются от толеитов только суммарной щелочностью, REE-тренд аналогичен толеитовому.

К <u>щелочным</u> базитам относятся массивные габбро с долеритовой структурой, слагающие единичные тела в метаморфической толще (обр. 0582/3). Из всех мафических пород отличаются самыми высокими содержаниями (мас. %) TiO₂ (2.8), Al₂O₃ (17.82), P₂O₅ (0.63), Na₂O (4.22) и (ppm) Ba (610), Sr (1330), Zr (180). По классификации TAS относятся к субщелочным базитам, по [5] – к группе щелочных базальтов. В первых двух типах пород рудный минерал – ильменит.

<u>Бониниты</u> встречены только в коллизионной зоне, в элювии. Породы полосчатые разноструктурные (в каждой полосе своя). Минеральный состав (об. %): магнетит, магнезиальный амфибол (58–97) двух генераций, плагиоклаз (0–40). Относительно толеитов обогащены SiO₂, MgO, Cr₂O₃, NiO, Zr, LREE (но Ва и Sr ниже, чем в толеитах). Высокая магнезиальность пород (69.2–87.8 мол. %) обусловлена повышенной магнезиальностью амфиболов. Распределение редкоземельных элементов, нормированное к хондриту, аналогично тренду континентальной коры [4].

<u>Гипербазиты</u> представлены преимущественно серпентинитами с реликтами оливина, пироксенов, хромшпинелида. Отмечаются чешуйки талька. Рудный представлен крупными зернами магнетита, хромшпинелида и зональными зернами хромшпинелида с магнетитовой каймой. Пироксены высокотемпературные (> 1300 °C для Р 1–15 кб [9]): в гарцбургите энстатит, в лерцолите – клинопироксен (Wo 27.2 – 19.0, En 69.1–76.7, Fs 3.6–4.3). Оливин во всех образцах – форстерит с 7–10 % фаялита. Оливины, пироксены и хромшпинелиды можно считать реликтовыми мантийными минералами. Акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов и лерцолитов отчетливо зональны, на диаграмме Н.В. Павлова и др. (1979) образуют параллельные ряды составов от алюмохромитов (хромитов) до магнетитов. Аналогичные тренды (от шпинелидов из островодужных дунитов до магнетитов) получены на диаграмме Fe²/(Mg+Fe²)–Cr/(Cr-Al). Повидимому, эта зональность отражает метаморфическую эволюцию минералов уже в островной дуге. Хромистость шпинелидов (0.71–1.00) как показатель деплетированности реститовых пород позволяет полагать, что перекристаллизация хромшпинелидов происходила в надсубдукционных условиях. Повышение хромистости шпинелидов сопровождается повышением их железистости – это характерно для мантийных реститогенных перидотитов [10].

По валовому составу серпентиниты можно разделить на две группы: гарцбургиты и (условно, мало анализов) все диопсидсодержащие и диопсидовые породы – лерцолиты, оливиновые клинопироксениты и вебстериты. Судя по фондовым материалам, возможно обнаружение оливинитов. Значения отношений MgO-Cr, FeOt-TiO₂, Zr-TiO₂, Nb-Al₂O₃, Y-Nb, MnO-Ni, La-Yb, Sm-Sum REE, Nd-Sm, Eu-Gd, Yb-Lu позволяют отнести Ямбуйские перидотиты к мантийным породам [6]. Значения FeOt/SiO₂, Cr₂O₃/SiO₂ и CaO/Al₂O₃ в большинстве проб соответствуют реститовым перидотитам [7], в лерцолитах CaO/Al₂O₃ превышает 2.0. На REE-трендах гарцбургитов видно обогащение легкими и тяжелыми элементами, тренды имеют прогнутую форму, это считается признаком мантийного метасоматоза [8].

Бониниты известны почти исключительно во внутриокеанических островных дугах и в офиолитовых комплексах. Известно несколько факторов и вариантов их образования [11–15]; установлено место плавления (над зоной субдукции ближе к желобу) и последовательность процессов: формирование толеитов → метасоматическое обогащение деплетированного перидотитового остатка водой, Rb, Ba, щелочами, LREE → выплавление бонинитовой магмы.

Можно полагать, что толеитовые и бонинитовые вулканиты, дайки долеритов – продукты единого процесса вулканического магмообразования, происходившего во внутриокеанической островной дуге на ранних стадиях субдукции. Перидотиты послужили источником для формирования магм. Впоследствии, уже в составе тектонического коллажа, те и другие были метаморфизованы. Всю совокупность мафических пород в пределах Ямбуйского метаморфического блока можно рассматривать в качестве фрагмента надсубдукционной офиолитовой ассоциации. Островодужная природа офиолитов подтверждается и Th-Hf-Nb отношениями [16].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00409).

[1] Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий масштаба 1:2000000. – Улан-Удэ: Геологический институт СО

PAH, 2004.

- [2] Зеленый Э.Н., Хрусталев В.К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ямбуй – Ина – Кыджимит (верховья). Отчет Зумбурукской и Верхне-Ямбуйской ПСП. – Улан-Удэ: БГУ, 1976. Т. 1.
- [3] Зеленый Э.Н., Погребной В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р. Турки. Геологической доизучение бассейна рек Ямбуя, Зумбуруков, Олана, Ара-Супхоны. Отчет Туркинской ГСП. – Улан-Удэ: БГУ, 1973.
- [4] *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985.
- [5] Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987.
- [6] Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких–сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 99–119.
- [7] Базылев Б.А., Закариадзе Г.С., Желязкова-Панайотова М.Д., Колчева К., Оберхансли Р.Э., Соловьева Н.В. Петрология ультрабазитов из офиолитовой ассоциации кристаллического основания Родопского массива // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 2. – С. 191–212.
- [8] Осипенко А.Б., Крылов К.И. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геохимические следствия // Петрология и металлогения базитгипербазитовых комплексов Камчатки. – М.: Научный мир, 2001. – С. 138–158.
- [9] Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner. 1983. V. 68. P. 477-493.
- [10] Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinetype peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. – 1984. – V. 86. – P. 54–76.
- [11] Crawford A.J., Cameron W.E. Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heathcote, Victoria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. V. 91, № 1.
- [12] Dobson P.F., Blank J.G., Maruyama S., Liou J.G. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks, Chichi-jima, Bonin Islands, Japan // International Geology Review. – 2006. – V. 48. – P. 669–701.
- [13] Dobson P.F., Skogby H., Rossman G.R. Water in boninite glass and coexisting orthopyroxene: concentration and partitioning // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 118. P. 414–419.
- [14] Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1982. V. 46, № 11. P. 2099–2115.
- [15] Магматические горные породы / Отв. ред. Е.В. Шарков. Т. 3. М.: Наука, 1985.
- [16] Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. – 1980. – V. 50. – P. 11–30.

ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМУ ЩЕЛОЧНОМУ УЛЬТРАОСНОВНОМУ–ОСНОВНОМУ МАГМАТИЗМУ ВИТИМСКОЙ ПРОВИНЦИИ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

А.Г. Дорошкевич, Г.С. Рипп

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

Щелочные ультраосновные-основные массивы Витимской провинции располагаются в Западном Забайкалье и характеризуются присутствием магматических пород от пироксенитов через мельтейгиты, ийолиты, уртиты и карбонатиты до нефелиновых и щелочных сиенитов. Массивы пересекают вмещающие протерозойские габброиды, сланцы, кристаллические известняки и перекрываются кайнозойскими базальтами. К-Аг и Rb-Sr датировки по щелочным породам Витимской провинции в основном ложатся в интервал 290–350 млн лет. Единственное значение, полученное нами U-Pb SHRIMP-II методом по акцессорному циркону Мухальского массива, составило 294 млн лет.

Образцы из массивов провинции показывают значительные вариации химического состава, с постепенным возрастанием количества кремнезема (39–63 мас. %) и отчасти щелочей (4.3–18.5 мас. %), с убыванием – железа (13.6–4 мас. %), кальция (17.7–1.2 мас. %) от ранних образований к поздним, завершающим процесс становления массивов (рис. 1, A–B). Все разновидности пород характеризуются низким содержанием магния (0.2–3.8 мас. %), титана (до 1.4 мас. %), и высоким – алюминия (до 29.2 мас. %), натрий преобладает над калием (Na₂O/K₂O=2–3).

Nb/U отношения в ийолитах и уртитах варьируются от 100 до 175, а в нефелиновых сиенитах от 22 до 34, все значения тяготеют к области ОIB и нефелинитов различных геодинамических обстановок (рис. 1, Γ). Карбонатиты характеризуются величинами от 1.8 до 5. Низкие отношения в карбонатитах, вероятно, можно объяснить примесью корового материала, так как во вмещающих кристаллических известняках Nb/U не превышает 0.7. Zr/Nb отношения показывают довольно четко выраженное разделение на две группы, с более высокими значениями для силикатных пород и низкими – для карбонатитов. При этом первые, так же как и на предыдущем графике (рис. 1, Λ), располагаются в области OIB и нефелинитов и имеют средние значения 5. Zr/Nb отношения в карбонатитах равны в среднем 3. Для La/Yb отношений могут быть сделаны те же выводы, большинство составов попадают в источник OIB, карбонатиты незначительно отклоняются от него (рис. 1, E), имея в целом более высокие значения.

Породы характеризуются повышенными содержаниями редкоземельных элементов относительно хондрита, и их нормированные графики показывают слабонаклонную кривую (рис. 2, *A*) с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми (La/Yb – от 8 до 24). Все разновидности пород имеют близкую конфигурацию и сходны с OIB, хотя нефелиновые сиениты характеризуются незначительной европиевой аномалией, что можно объяснить процессами кристаллизационной дифференциации. Карбонатиты имеют более высокий уровень содержаний РЗЭ (200– 810 ppm) по сравнению с силикатными породами (120–285 ppm).

На графиках нормированных к хондриту содержаний редких элементов (рис. 2, *Б*) силикатные породы, в целом, показывают сходную с ОІВ конфигурацию, отличаясь лишь тем, что ОІВ имеет слабо положительную, а силикатные породы отрицательную гафниевую аномалию относительно соседних элементов. Карбонатиты также характеризуются присутствием Hf отрицательного пика, но, в отличие от силикатных пород, имеют ярко выраженную ниобиевую и циркониевую отрицательную и стронциевую положительную аномалии по сравнению с рядом расположенными элементами.

Обогащение легкими лантаноидами и стронцием в карбонатитах, цирконием и ниобием в силикатных породах Витимской провинции хорошо согласуется с известными экспериментальными и петрологическими данными [2, 3] по распределению этих элементов между сосуществующими жидкостями.

Таким образом, полученные нами первые геохимические данные показывают, что наибо-



Рис. 1. Вариации содержаний основных и несовместимых редких элементов в породах из массивов Витимской щелочной провинции. Каждая точка соответствует среднему содержанию в какой-либо породе из какого-либо массива. Модельные составы расплавов типовых мантийных источников OIB, MORB по [1] нефелинитов из различных геодинамических обстановок из GEOROC базы данных (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/start.asp).



Рис. 2. Графики средних содержаний РЗЭ (А) и редких элементов (Б) для различных типов пород из массивов Витимской провинции, нормированных к хондриту по [1]. Данные OIB по [1].



Рис. 3. Sm/Yb – La/Sm диаграмма для пород Витимской провинции. Мантийные составы с числами на линиях, указывающими процент плавления, даны по [4]. Условные обозначения см. на рис. 1.

лее вероятным источником щелочных пород Витимской провинции был мантийный источник, близкий к OIB. Согласно рис. 3, с Sm/Yb и La/Sm отношениями, первичный источник для пород Витимской провинции был образован низкой степенью (не более 3 %) частичного плавления шпинелевого лерцолита.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 08-05-98028, МК-2873.2010., НШ 30-3848.2010. 5.

- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223– 253.
- [2] Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B. Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // J. Petrol. – 1998. – V. 39. – P. 2095–2104.
- [3] Chakhmouradian A.R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chemical Geology. – 2006. – V. 235. – P. 138–160.
- [4] McKenzie D.P., O'Nions R.K. Partial melt distributions from invertion of rare earth element concentrations // J. Petrol. - 1991. - V. 32. - P. 1021-1091.
ИРГАИНСКАЯ СВИТА И ОЛЕКМИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

С.И. Дриль, Н.Н. Ильина, М.Э. Казимировский

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова CO PAH, sdril@igc.irk.ru

Несмотря на прогресс в области геодинамического моделирования процессов, протекавших в палеозойское время в Центрально-Азиатском складчатом поясе в целом и в пределах Монголо-Охотского пояса (МОП) в частности, например [1], существуют проблемы, ждущие своего разрешения. Одной из таких проблем является природа Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна – возник ли этот палеоокеан активно, т.е. в результате раскола какого-то континентального блока, или существовал пассивно, как уцелевший фрагмент Палеоазиатского океана, открывавшегося в Палеопацифику. Для понимания существа геодинамических процессов, происходивших в раннем–среднем палеозое вдоль юго-восточной (в современных координатах) окраины Западно-Станового террейна МОП, ключевое значение имеет изотопногеохимическая интерпретация состава вулканогенно-осадочных образований иргаинской свиты Восточного Забайкалья, а также гранитоидов олекминского комплекса, прорывающих отложения этой свиты.

Иргаинская свита Восточного Забайкалья представляет собой вулканогенно-осадочную толщу, сложенную метабазитами, метатерригенными породами и микрокварцитами, а ее возраст условно принят как рифейский [2]. Метабазиты представлены плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, реже – практически мономинеральными амфиболитами. Геохимически эти породы отвечают умеренно титанистым субщелочным базальтам, точки их составов на диаграмме Ti/Y – Nb/Y располагаются между полями базальтов N-MORB и OIB, в наибольшей степени соответствуя базальтам Е-MORB. Спектр распределения REE умеренно обогащенный (La/Yb(N)= =5.0–8.2) при Eu/Eu*=0.91–1.49.

Современный изотопный состав Sr в метабазальтах можно охарактеризовать как умеренно обогащенный – 87Sr/86Sr_(изм)=0.70402–0.70567. Неопределенность возраста пород свиты делает невозможным точное определение величины 87Sr/86Sr₍₀₎. Однако, опираясь на возраст прорывающих гранитов олекминского комплекса – 319 MA, который будет обоснован ниже, можно приблизиться к оценке этой величины – 87Sr/86Sr_(320MA)=0.70358–0.70510. Эти величины вполне соотвествуют характеристикам базальтов E-MORB, а также хорошо сопоставимы с изотопным составом Sr в метабазитах Ононского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса (рис. 1), представляющего собой среднепалеозойский аккреционный клин МОП [1].

Метатерригенные породы свиты представлены главным образом биотитовыми кристаллосланцами, для которых величины глиноземистого модуля (Al₂O₃/SiO₂) лежат пределах 0.15–0.22, что позволяет считать наиболее вероятным осадочным протолитом метаосадочных пород глинисто-кремнистые сланцы. Среди них могут быть выделены как существенно натровые (K₂O/Na₂O=0.2–0.5), так и существенно калиевые (K₂O/Na₂O=1.9–2.4) разности. При этом степень дифференцированности спектра REE в метаосадках обоих типов близка: La/Yb(N)=12.2 в натровых и La/Yb(N)=8.2 – в калиевых. Уровень накопления K, Rb, Ba в натровом типе осадков существенно ниже, чем в калиевом (рис. 2). При этом мультикомпонентная диаграмма составов метаосадочных пород свиты свидетельствует о систематически более низких уровнях содержания большинства микроэлементов по сравнению со средним составом верхней континентальной коры.

Изотопный состав Sr в метаосадках также контрастен: в натровом низкорубидиевом типе пород величина 87 Sr/ 86 Sr_(320MA)=0.70593, тогда как в калиевом высокорубидиевом – 87 Sr/ 86 Sr_(320MA)=0.72031 (см. рис. 1), что может быть объяснено с позиций существенных различий в природе источников сноса осадочного вещества в бассейн седиментации. Натровый тип осадков, обладающий при этом и высокими содержаниями Al₂O₃ (>14.0 %) и CaO (>2.5 %), мог



Рис. 1. Зависимость величины 87Sr/86Sr (320Ma) от обратного содержания стронция для пород иргаинской свиты и гранитов олекминского комплекса: 1 – метабазиты; 2 – метатерригенные породы; 3 – область составов гранитов олекминского комплекса. Полями оконтурены составы: 1 – гранулитов ЦАСП; 2 – осадочных пород современных активных континентальных окраин; 3 – осадочных пород современных пассивных континентальных окраин; 4 – осадочных пород террейнов аккреционной призмы Монголо-Охотского пояса; 5 – базитов из аккреционной призмы Монголо-Охотского пояса; 5 – базитов из аккреционной призмы Монголо-Охотского пояса; БСА – средний состав внутриплитного базальта Северной Азии; процессы смешения основного мантийного вещества с веществом верхней и нижней континентальной коры намечены линиями смешения БСАверхняя кора и БСА-нижняя кора соответственно.



Рис. 2. Спайдердиаграмма для метатерригенных пород иргаинской свиты. В качестве нормирующего фактора использован средний состав верхней континентальной коры.

формироваться при участии вулканогенного материала, поступающего с активной континентальной окраины. Этот вывод подтверждается и тем, что для большинства составов осадков иргаинской свиты, в первую очередь – натровых, с помощью дискриминационных диаграмм в качестве геодинамической обстановки формирования реконструируется активная континентальная окраина. Калиевый тип осадков (Al₂O₃<12.5 %, CaO<1.0 %) должен был формироваться при размыве зрелой континентальной коры, сложенной преимущественно гранитоидами существенно калиевой специфики, обогащенными радиогенным стронцием. Кроме того, следует учитывать и возможную высокую степень химического выветривания осадочного материала. Этот процесс, за счет более высокой устойчивости к химическому выветриванию калиевого полевого шпата по сравнению с плагиоклазом, приводит к росту Rb/Sr отношения в продуктах выветривания, что определяет более высокий рост величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr с течением времени.

Отложения иргаинской свиты прорываются гранитоидами олекминского комплекса, породы которого широко развиты вдоль юго-восточного края Западно-Становой структурноформационной зоны Восточного Забайкалья [2, 3] или Западно-Станового террейна Монголо-Охотского пояса [1]. Возрастные рамки и «объем» олекминского комплекса являются предметом дискуссии [2, 3]. В настоящее время очевидно, что среди обширных батолитообразных массивов известково-щелочных палингенных гранитоидов, маркирующих южную границу Западно-Станового террейна МОП, вполне надежно выявляются породы двух возрастных рубежей – раннепалеозойского (476–431 Ма) и позднепалеозойского (343–318 Ма) [3]. Раннекарбоновые граниты выявлены авторами в пределах Алеурского хребта Восточного Забайкалья (междуречье Куэнги и Шилки), для которых получена Rb-Sr изохронная датировка с параметрами 319±12 Ма, I(0)Sr=0.70685±11, СКВО=0.3. Низкая величина I₍₀₎Sr свидетельствует о том, что первичным субстратом для них могли являться вулканогенно-осадочные образования активной окраины Палеосибирского континента, погруженные на глубину гранитообразования (см. рис. 1). Геохимические особенности гранитоидов не противоречат этому заключению, отвечая характеристикам синколлизионных или островодужных гранитов.

Таким образом, изотопно-геохимические особенности пород иргаинской свиты свидетельствуют о том, что подобная вулканогенно-осадочная ассоциация могла возникнуть в аккреционном клине, формировавшемся в раннем – среднем палеозое вдоль активной юговосточной окраины Западно-Станового террейна МОП, а возрастные и вещественные характеристики гранитоидов, развитых вдоль юго-восточной границы Западно-Станового террейна МОП, не противоречат выводу об ее активном характере в раннем–среднем палеозое.

Исследования выполняются при финансовой поддержке: грантов РФФИ 08-05-00660, РФФИ-09-05-00772, а также интеграционных проектов Президиума СО РАН № 23.2 и № 37.

- [1] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–41.
- [2] Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. – Чита, 1997. – 239 с.
- [3] Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 11. С. 973–989.

ПРИЗНАКИ СИЛЬНЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. УЛААНБААТАРА (МОНГОЛИЯ)

С. Дэмбэрэл*, В.С. Имаев**, А.Л. Стром***, О.П. Смекалин**, А.В. Чипизубов**, Н.А. Радзиминович**

*Улан-Батор, Монголия, Исследовательский центр астрономии и геофизики МАН **Иркутск, Институт земной коры СО РАН ***Москва, Институт динамики геосфер РАН

В 2010 г. полевой отряд лаборатории сейсмогеологии ИЗК СО РАН проводил специальные сейсмотектонические изыскания в окрестностях столицы Монголии г. Улаанбаатара. В последние годы в этой части Монголии, традиционно считавшейся сейсмически менее активной по сравнению с такими высокосейсмичными регионами, как Монгольский и Гобийский Алтай и Хангай, были выявлены палеосейсмодислокации, свидетельствующие о том, что и здесь в прошлом происходили достаточно сильные землетрясения.

В частности, группой исследователей из Страсбургского университета (Франция) к югозападу от Улаанбаатара описан отчетливый разрыв северо-восточного простирания, прослеженный на протяжении 60–70 км вдоль подножия хребта Хустай. Разрыв отделяет Хустайское поднятие от Тольской впадины и представляет собой систему кулисообразно расположенных уступов с признаками правого сдвига. Восточное окончание разрыва находится примерно в 20 км западнее г. Улаанбаатара, где это нарушение, по-видимому, срезается Эмелтским разломом северо-западного простирания. В зоне последнего за последние годы зарегистрирована повышенная сейсмическая активность. Эти данные были представлены на международном конгрессе Европейского союза наук о Земле (EGU) в Вене [1].

Наши исследования были сосредоточены на участке к северо-востоку от Улаанбаатара, где в конце 80-х годов прошлого века одним из авторов данного сообщения были обнаружены следы позднечетвертичных движений по разлому северо-восточного простирания. Молодой разрыв прослежен на космических и аэрофотоснимках на протяжении 15 км. В рельефе он выражен невысоким уступом с явными признаками правосторонних смещений. Однако, в отличие от Хустайского разлома, этот разрыв не приурочен к границе крупных неотектонических структур, а сечет склоны и локальные водоразделы в пределах единого горного массива. Так как наиболее ярко выраженный участок исследуемого разлома находится в долине ручья Гунжин Холой, это нарушение названо Гунжинским разломом («Гунжин» по-монгольски – «княжна, княгиня»).

На правом борту этой долины, вблизи ее слияния с долиной ручья Баян Тохомийн Гол, через Гунжинский разлом, простирающийся в северо-восточном направлении по аз. 35°, была пройдена канава длиной 42 м и глубиной около 2 м, которая пересекла небольшую выровненную площадку шириной 10–15 м, образовавшуюся, по-видимому, в результате подпруживания ложбины временного водотока при сдвиговом смещении по разлому. Азимут простирания траншеи ЮВ 130. К сожалению, вскрывшиеся при раскопках толщи гумусированных глинистых осадков находились в сильно промороженном состоянии, что не дало возможности углубить канаву. В ее средней части была пройдена дополнительная поперечная рассечка длиной 6 м. И в основной канаве, и в рассечке были обнаружены трещины шириной 0.5–1.0 м в толще элювиально-делювиальных отложений, перекрывающих коренные породы, заполненные вышележащими осадками. Эти трещины растяжения простираются в ЮВ направлении (аз. пр. ~110°). Наиболее ярко они выражены именно в поперечной рассечке, пройденной почти вкрест их простирания. При этом пачка, сложенная крупным щебнем коренных пород с черным суглинистым заполнителем, запечатывающая одну из трещин, заполняет вторую, что однозначно указывает на два разновозрастных события, сопровождавшихся значительными деформациями.

Помимо описанных трещин растяжения в стенах траншеи выявлены пологие валы сжатия шириной 5–10 м, оси которых простираются в субмеридиональном направлении. Сочетание

трещин отрыва и валов сжатия, ориентированных подобным образом, указывает на правосдвиговый характер голоценовых подвижек по описываемому разрыву [2].

Несмотря на то, что траншея не вскрыла плоскость разрыва, масштабы деформаций в рыхлых отложениях, обнаруженных в траншее, в первую очередь ширина трещин отрыва, свидетельствуют о значительных (метры) амплитудах единовременных подвижек по Гунжинскому разлому. Это согласуется и с геоморфологическими данными. Так, в нескольких сотнях метров к ЮЗ от траншеи, на пересечении разрывом долины ручья Баян Тохомийн Гол, отчетливо видно, что граница между коренным бортом долины и выполняющими ее аллювиальными и пролювиальными отложениями смещена по правостороннему сдвигу примерно на 25 м. Эта величина не может рассматриваться как достоверная амплитуда нескольких последних подвижек, поскольку даже незначительная вертикальная составляющая (поднято юго-восточное крыло) может существенно увеличить видимое горизонтальное смещение. Тем не менее геоморфологические данные подтверждают вывод, сделанный на основании траншейных исследований о том, что амплитуда единовременных сдвиговых подвижек могла достигать нескольких метров.

При протяженности разрыва не менее 15 км и такой амплитуде смещений магнитуда землетрясений, происходивших в зоне Гунжинского разлома, могла составлять порядка 7.0 [3–6]. Согласно «стандартному» уравнению макросейсмического поля [7], такие землетрясения могли ощущаться на территории г. Улаанбаатара с интенсивностью до 9–10 баллов по шкале MSK-64.

Мы не можем пока установить повторяемость сильных землетрясений в зоне Гунжинского разлома, однако надеемся, что отобранные в траншее образцы позволят определить возраст выявленных палеоземлетрясений и, с учетом этого, оценить вероятность возникновения аналогичного события за определенный промежуток времени в будущем. Важность определения возраста палеосейсмодислокаций связана еще и с тем, что они обнаружены и к юго-западу от Улаанбаатара (в зоне Хустайского разлома), и к северо-востоку от него (в зоне Гунжинского разлома). Датирование подвижек по этим нарушениям позволит определить, не являются ли описываемые дислокации фрагментами единой более крупной палеосейсмогенной структуры, проходящей непосредственно через территорию города.

Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что структурно-морфологическое положение Хустайского разлома практически идентично таковому у разлома, обрамляющего с северо-запада Баганнурскую впадину. Система асимметричных новейших впадин, ограниченных разломами северо-восточного простирания, прослеживается и далее на северо-восток, вплоть до территории Российского Забайкалья.

Собранные данные дают нам основание предполагать, что нормативная сейсмическая опасность Улаанбаатара и ряда аймачных центров, расположенных на востоке Монголии (Хэнтэй, Чойбалсан), может быть существенно недооценена. Учитывая высокую концентрацию населения в Улаанбаатаре, необходимо продолжить исследования, направленные на получение объективной информации о долговременном сейсмическом режиме в районе этого единственного в Монголии мегаполиса и на уточнение уровня сейсмической опасности столицы Монголии.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-727, 10-05-00573, 10-05-93204-Монг а).

- [1] Ferry M., Schlupp A., Ulzibat M., Munschy M., Fleury S., Baatarsuren G., Erdenezula D., Munkhsaikhan A., Ankhtsetseg D. Tectonic morphology of the Hustai fault (Northern Mongolia): A source of seismic hazard for the city of Ulaanbaatar // Geophysical Research Abstracts. – 2010. – V. 12. – EGU2010-11122 (http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010-11122.pdf).
- [2] Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- [3] Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84, Nº 4. P. 974–1002.
- [4] Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55–67.
- [5] Стром А.Л. Количественные характеристики сейсмогенных разрывов и их использование в палеосейсмогеологии и инженерной геологии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 1998. – 26 с.
- [6] Чипизубов А.В. Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по

их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 3. – С. 386–398.

[7] Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. – М.: Наука, 1968. – С. 95–111.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В РАЙОНЕ Г. УЛААНБААТАРА И ЕЁ ДИНАМИКА

С. Дэмбэрэл*, К.Г. Леви**, А.В. Ключевский**

*Улаанбаатар, Монголия, Исследовательский центр астрономии и геофизике МАН **Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Территория Монголии является частью Центрально-Азиатского высокосейсмичного пояса и подвержена воздействию частых сильных землетрясений. Чрезвычайно активной является западная часть Монголии. Восточная и юго-восточная части Монголии относятся к области молодой платформы с проявлением слабых, неконтрастных новейших движений и низкой сейсмической активностью [1]. Город Улаанбаатар расположен в Центральной Монголии в относительно спокойном в сейсмическом отношении регионе. Возможными очаговыми зонами (зонами ВОЗ) являются активные разломы: Могодский, Дэрэнский, Бурэнский и Бутээлийнский, которые рассматриваются как источники потенциальной сейсмической опасности для города. Значительная удаленность зон ВОЗ от столицы Монголии позволяла в прошлом полагать, что при мощных землетрясениях в них максимальная интенсивность сотрясений в г. Улаанбаатаре не превысит 7 баллов по шкале MSK-64. Результаты сейсмического мониторинга 1994–2010 гг. позволили выявить новые зоны ВОЗ в окрестностях г. Улаанбаатара, представляющие большую опасность, чем вышеперечисленные.

Инструментальный этап в изучении сейсмичности территории Монголии начался с установления сейсмических станций с гальванометрической регистрацией в городах Улаанбаатар (1957 г.) и Говь-Алтай (1959 г.). Затем были открыты сейсмостанции в городах Цэцэрлэг и Тосонцэнгэл (1964 г.), Ховд (1965 г.), Даландзадгад (1969 г.), Булган (1973 г.) и Хатгал (1975 г.) [1, 2]. Это позволило обеспечить контроль за течением сейсмического процесса практически на всей территории страны. В рамках Советско-Монгольской геологической и Российско-Монгольской комплексной геофизической экспедиций велись эпизодические наблюдения в наиболее сейсмически активных областях и в очаговых зонах сильных землетрясений (Дзуун-Мод, Улясутай, Бурэнхан, Алтай, Могод и др.) [3]. В 1994 г. в окрестности Улаанбаатара совместно монгольскими и францускими специалистами была развернута сеть из пяти цифровых сейсмостанций. В 2007 г. в результате реализации Государственного проекта по модернизации сейсмических станций все станции были переоборудованы современными цифровыми сенсорами и оснащены коммуникационными системами, позволявшими передавать в реальном времени данные в Исследовательский центр астрономии и геофизики (ИЦАиГ) АН Монголии. Установленная в 2000 г. вблизи Улаанбаатара международная сейсмическая мониторинговая миниареа-станция с высокочувствительными сейсмодатчиками существенно повысила уровень регистрации землетрясений в районе города. С 2000 г. техническая оснащенность сетей сейсмостанций вблизи Улаанбаатара и обработка данных в реальном времени позволяют монгольским ученым осуществлять высокоточный сейсмический монторинг в районе г. Улаанбаатара. Все это, а также результаты сейсмических и сейсмогеологических исследований, полученные в последнее время российскими и монгольскими специалистами, дают возможность уточнения прежних представлений о сейсмичности г. Улаанбаатара и прилегающих территорий.

В настоящее время результаты сейсмического мониторинга позволяют утверждать, что с 2005 г. сейсмическая погода в районе г. Улаанбаатара ухудшается: анализ данных за последные пять лет показывает, что в 2005 и 2009 гг. наблюдалась активизация сейсмической деятельности в определенных разломных зонах вблизи г. Улаанбаатара [4]. В 2005 г. в районе Сонгино Сонсголона (в 20 км от центра Улаанбаатара), в разломных зонах Эмээлт Улзийт зарегистрировано повышение сейсмической активности [5]. Сейсмические активизации имели место в 2009 г. в окрестностях зоны разлома Хустайский – так, по данным сейсмических станций, в первой половине 2010 г. общее число землетрясений, зафиксированных на Хустайском разломе, резко возросло.

В связи с установленной активизацией сейсмического процесса в разломных зонах близ г. Улаанбаатара был намечен комплекс геолого-геофизических исследований, необходимых для объективной оценки сейсмической опасности для столицы Монголии и разработки мер сейсмозащиты населения в случае неблагоприятного развития событий на активизировавшихся зонах разломов. Для обеспечения полевых работ по детальному изучению названных разломных зон вблизи поселка Эмээлт (примерно в 12 км от города, в сторону Хархорина) на основе международного сотрудничества была построена база, расположение которой обусловлено близостью к городу и к основным разломам и активным сейсмическим зонам (Хустай, Эмээлт, Улзийт, Гавжийн Шанд, Авдар Уул, Гунжийн). Сюда же перевезена часть оборудования, располагавшегося на стационаре «Могод» в восточной части Хангайского поднятия. Летом 2009 и 2010 гг. полевые работы были выполнены в зонах ВОЗ Хустай, Эмээлт, Гунжийн. Палеосейсмологические исследования французских, российских и монгольских специалистов осуществлялись путем вскрытия зон активных разломов восемью канавами, сопровождались разносторонней их документацией и отбором образцов для датирования палеосейсмических событий. Кроме того, выполнен комплекс малоглубинных геофизических исследований с использованием георадара, электро- и сейсморазведочного оборудования на канавах и прилегающих к ним территориях, исследовавшихся сейсмогеологами. Такой комплексный подход к изучению зон разломов позволил получить уникальные первичные результаты. Предварительная обработка комплекса геофизических наблюдений и анализ результатов показали, что в разломе Гунжийн к северовостоку от Улаанбаатара, возможно, произошли два землетрясения с магнитудой М=6.5-7.0. По предварительным оценкам [4] в Хустайском разломе могут произойти землетрясения с М=7.5, а на разломе Эмээлт – M=6.5, которые могут привести к большим разрушениям в городе.

Для изучения закономерностей изменения во времени напряженно-деформированного состояния сейсмоактивной среды и оценки скоростей деформаций земной коры близлежащих к г. Улаанбаатару территорий в региональных и локальных масштабах начато проведение измерений на пунктах сети GPS-геодинамического полигона в Монголии, а для более детального изучения деформаций земной коры в пределах вновь выявленных зон BO3 начато уплотнение сети точек GPS и геодезических наблюдений пока на региональном уровне.

Анализ результатов сейсмического мониторинга и комплексных геолого-геофизических исследований позволяет обоснованно заявить об ухудшении сейсмической погоды в районе г. Улаанбаатара по сравнению с начальным периодом инструментальных наблюдений. Сейсмическая активность проявляется именно во вновь выявленных зонах ВОЗ, которые практически заходят в пределы г. Улаанбаатара. В ближайшее время планируется провести дополнительный комплекс инженерно-геологических и гидрогеологических исследований и детализировать исследования на локальных геодинамических полигонах с целью уточнения сейсмической опасности от зон ВОЗ на активизировавшихся разломах Гунжийн и Эмээлт. Кроме того, планируется провести инженерные исследования по оценке остаточной сейсмостойкости зданий и сооружений в г. Улаанбаатаре.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08–05– 90202 Монг, 08–05–00201 Монг) и гранта РАН и СО РАН ОНЗ–16.12.

- [1] Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 224 с.
- [2] Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – 420 с.
- [3] Баяраа Г., Ключевский А.В., Дэмбэрэл С. Монгол орны нутаг дэвсгэрт бүртгэгдсэн газар хөдлөлтийн төвүүдийн нягтаршил // Proceedings of the Mongolian academy of sciences (Шинжлэх Ухааны Академийн МЭДЭЭ). 2010. V. 195, № 4 (в печати).
- [4] *Demberel S. et al.* Development of seismology in Mongolia and recent preliminary results of the field work on active faults in Ulaanbaatar basin // Proceedings of the 8th ASC General Assembly. Hanoi, 2010 (в печати).
- [5] Schlupp A., Dugarmaa T., ..., Demberel S., ... et al. Seismic hazard assessment of Ulaanbaatar, capital of Mongolia. Seismic micro zoning map. Project final report. Ulaanbaatar, 2006. 114 p.

ОЛОВОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ КАК ИНДИКАТОР ПРОЦЕССОВ ГЛУБОКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

С.В. Ефремов

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

Работа посвящена изучению оловоносных гранитоидов, оценке их связи с различными геохимическими резервуарами и геологическими процессами, ответственными за их образование. В основу методологического подхода была положена апробация генетических моделей на конкретных геологических объектах.

В настоящее время существует несколько генетических моделей образования оловоносных гранитоидов: за счет плавления метаосадочных пород верхней континентальной коры [1, 2], обогащенного источника в пределах ее среднего и нижнего уровней [3]; мантийного источника [4], флюидного подтока гранитофильных элементов [5].

Чтобы обосновать достоверность той или иной генетической модели, была сделана попытка идентификации источника вещества оловоносных гранитоидов, с использованием современных методов магматической петрологии. В качестве объекта исследований были взяты оловоносные гранитоиды раннемеловой позднеорогенной вулканоплутонической ассоциации Центральной Чукотки.

В пределах ассоциации выделяется две группы гранитоидных интрузий. Массивы первой группы образуют небольшие изометричные штоки с отчетливой гомодромной зональностью. Наиболее яркой особенностью этих интрузий является сочетание в едином ряду пород ультракалиевой серии и редкометалльных гранитоидов. Выполненные генетические исследования показали, что магмы, сформировавшие массивы этой группы, образовались в результате смешения ультракалиевых мантийных и редкометалльных коровых гранитоидных расплавов [6]. Согласно расчету балансов вещества для этой системы, основной вклад в металлогеническую специализацию внес мантийный источник [7].

Это позволяет рассматривать мантийную гипотезу образования оловоносных гранитоидов в качестве превалирующей. Однако одновременное существование основных, средних ультракалиевых и кислых редкометалльных гранитоидных магм свидетельствует о существовании корового источника металлогенической специализации. Этот источник может быть протестирован при анализе вещественных характеристик гранитоидов, слагающих массивы второй группы ассоциации.

Массивы второй группы образуют крупные изометричные плутоны. Составы их довольно выдержанны, близки к наиболее кислым гранитоидам первой группы и вполне могут характеризовать источник редкометалльных расплавов, взаимодействовавших с ультракалиевыми магмами.

Анализ минералого-геохимических и изотопных данных показал, что мы имеем дело с обогащенным источником, расположенным в средней континентальной коре. Для определения времени и причин его образования был выполнен мониторинг состояния континентальной коры региона по разновозрастным гранитоидам (mPR–Mz).

Исследования показали, что с мезопротерозоя по конец мезозоя на уровне гранитообразования находилось две метаморфических толщи. На протяжении длительного времени (mPR– PZ) они генерировали гранитоидные магмы близкого состава, не являющиеся редкометалльными.

Это позволяет предполагать, что образование обогащенного источника произошло в мезозойское время и должно быть связано с одним из крупных геологических событий. Анализ ассоциации элементов привноса показал, что она представлена флюидомобильными элементами и аналогична таковой для производных одновозрастных ультракалиевых магм, что дает возможность рассматривать формирование источников этих магматических образований в рамках единого процесса.

Учитывая то, что источник ультракалиевых магм региона образовался под воздействием

метасоматизирующего агента, выделившегося при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции [6], можно использовать этот механизм для объяснения причин образования специализированного источника в континентальной коре. Возможность этого процесса более подробно рассмотрена в работе [8].

Одним из наиболее важных следствий выполненной работы является возможность рассматривать генетические модели образования оловоносных гранитоидов в качестве самостоятельных фрагментов единого глобального процесса, связанного с рециклингом вещества континентальной коры в зоне субдукции. Здесь четко прослеживается связь с мантийным источником, существование обогащенного корового резервуара, флюидного подтока вещества и основополагающий вклад вещества осадочной оболочки Земли в металлогеническую специализацию оловоносных гранитоидов. Все это показывает, что образование оловоносных гранитов является закономерным процессом и связано с перестройкой континентальной литосферы.

Эта перестройка, в первую очередь, затрагивает субконтинентальную литосферную мантию и нижние уровни континентальной коры. Она выражена в метасоматических преобразованиях этих геохимических резервуаров, с образованием источников вещества, специализированных на гранитофильные элементы, последующая ремобилизация которых приводит к оловоносному гранитоидному магматизму.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционных проектов СО РАН №№ 13, 37

- [1] *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- [2] Lehman B. Metallogeny of tin: differentiation versus geochemical Heritage // Econom. Geol. 1982. V. 77, № 1. – P. 50–59.
- [3] *Schuiling R.D.* Tin belt on the continents around the Atlantic ocean // Econom. Geol. 1967. V. 2, № 4. P. 540–550.
- [4] Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 165 с.
- [5] *Щеглов А.Л.* Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 58–65.
- [6] Ефремов С.В. Геохимия и генезис ультракалиевых и калиевых магматитов Восточного побережья Чаунской губы (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов // Тихоокеанская геология. 2009. № 1. С. 84–95.
- [7] *Ефремов С.В.* Источники металлогенической специализации редкометалльных гранитоидов Центральной Чукотки // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2009. Вып. 34. № 1. С. 20–25.
- [8] Schurr B., Asch G., Rietbrock A., Trumbull R., Haberland C. Complex patterns of fluid and melt transport in the Central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography // Earth Planet. Sci. Lett. – 2003. – V. 215. – P. 105–119.

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗОЛОТА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРЕДЕЛАХ КАРИЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.В. Ефремов, А.М. Спиридонов

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

Работа посвящена изучению геохимии магматических пород, ассоциирующих с золотой минерализацией в пределах карийского рудного узла. Основным объектом исследования были «гибридные порфиры» участка Амурская дайка, контролирующие золотую минерализацию в его пределах. Помимо гибридных порфиров, были изучены все магматические образования, представленные в районе исследований.

Последовательность внедрения магматических пород в пределах участка может быть выражена следующим образом. Наиболее ранними являются габброиды, относимые к раннему протерозою. Они рвутся интрузией тоналитов и гранодиоритов, относимых к амананскому комплексу (T₁₋₂), которые, в свою очередь, рвутся гибридными порфирами (J₂₋₃).

Детальное геолого-структурное изучение гибридных порфиров показало, что они внедрились в сложную дайку, фланги которой представлены породами, имеющими состав гранодиорита и габбро. Положение «дайка в дайке», следы флюидальности и отсутствие зон закалок свидетельствуют о близком возрасте внедрения магм, сформировавших эти породы, что ставит под сомнение правильность отнесения их к вышеперечисленным комплексам.

Геохимическое изучение габброидов и тоналитов показало, что они сответствуют ассоциации пород NEB (высокониобиевые базиты)-адакиты, часто сопровождающихся промышленной минерализацией Au, Cu и других сопутствующих элементов.

Изучение гибридных порфиров также дало ряд интересных результатов. Согласно вещественной характеристике они должны быть отнесены к ранней (а не заключительной, как считалось ранее) интрузивной фазе амуджикано-сретенского комплекса. Их структурно-текстурные и геохимические аналоги были найдены нами в северном эндоконтакте Кара-Чачинского массива. Образование гибридных порфиров можно объяснить взаимодействием основной и кислой магм.

Полученные ранее результаты дают основание рассматривать в качестве компонентов смешения основные, средние и кислые магмы, сформировавшие интрузивные образования ассоциации NEB-адакиты и плутоны амуджикано-сретенского комплекса.

В контексте полученных результатов можно связать рудную минерализацию с эволюцией гибридных магм, образовавшихся при взаимодействии флюидонасыщенной коровой и обогащенной рудными элементами мантийной магматических систем.

Для проверки этой гипотезы были определены содержания летучих компонентов (F, B) и Au во всех изученных магматических образованиях. Согласно этим исследованиям, максимальные концентрации золота свойственны адакитам, а максимальные концентрации летучих элементов – гранитоидам амуджикано-сретенского комплекса. Гибридные порфиры обладают высокими концентрациями обеих групп элементов, что позволяет использовать эту гипотезу в качестве рабочей.

В результате выполненных исследований можно предполагать, что золотая минерализация Карийского рудного узла была связана с эволюцией корово-мантийной рудно-магматической системы. Наиболее вероятным источником золота были основные и средние магмы, сформировавшие ассоциацию NEB-адакиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционных проектов СО РАН № 13, 37.

ТРАНСМАНТИЙНЫЕ ФЛЮИДЫ И ГЕНЕРАЦИЯ ПЛЮМОВ

Н.С. Жатнуев

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

Обзоры происхождения мантийных плюмов (МП) сделаны в работах [1, 2] Несмотря на многочисленные публикации по этой проблеме, вопрос об их механизме до сих пор остается неясным. Рассмотрим некоторые известные гипотезы формирования плюмов [3, 4, 6].

По Ф.А. Летникову [4], МП формируются за счет тепловых взрывов на границе ядромантия с выбросом газов, находящихся под P>1300 кбар и T>4000 °C, которые на пути к поверхности «прожигают» мантию. Взаимодействие водородного флюида с кислородсодержащей матрицей будет генерировать тепло и воду, что приведет к переводу изначально водородного плюма в водно-водородный с наличием летучих соединений металлов. Эта точка зрения вполне согласуется с моделью термохимического плюма, формирующегося на границе ядро-мантия при поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления у подошвы мантии [3]. Согласно [7], разогретое вещество мантии в виде струй поднимается к подошве литосферы, формируя грибообразную голову.

В первых двух из представленных гипотез [3, 4] подразумевается плавление мантийного субстрата при поступлении тепла и флюидных добавок и подъем <u>расплавленного</u> вещества. Однако, как было показано автором [6], в протяженных магматических каналах, каковым должен являться плюмовый «ствол», должны развиваться мегабарные избыточные давления, такие, что МП без всяких остановок и формирования магматических очагов на границе корамантия должен выбрасывать на поверхность расплавленный недифференцированный материал.

В третьем случае [7] подъем должен происходить очень медленно, что, несомненно, вызовет отклонение «ствола» плюма под влиянием мантийной конвекции, чего по литературным данным не наблюдается.

Изложенные гипотезы формирования МП недостаточно удовлетворяют геологическим и геофизическим данным, что позволило автору этого сообщения предложить еще один вариант развития МП.

Трещинно-флюидная модель мантийных плюмов. Ранее автором была показана возможность миграции флюидозаполненных трещин в условиях пластичности земной коры [5]. Движение трещины осуществляется за счет того, что ее основание сжимается литостатическим давлением, а флюид, в силу его меньшей плотности, передает это давление в голову трещины, где возникает избыточное давление (ИД), пропорциональное вертикальному размеру полости и разности плотностей флюида и породы. Это способствует образованию гидроразрыва в голове и схлопыванию хвостовой части трещины, что обеспечивает ее движение вверх. Этот механизм использован нами для объяснения МП.

Принимая ядро как источник восстановленного флюида **[3, 4]**, учитывая жидкое состояние ядра и твердое состояние граничащей с ним мантии, можно предположить, что эмиссия газа приведет к образованию на границе ядро-мантия линз (полостей), накапливающих флюид. При сравнительно малой прочности мантии эти линзы периодически будут прорываться вверх в виде флюидозаполненных трещин и при достаточно большой протяженности последних скорость их движения будет значительно превышать скорость мантийной конвекции, что позволит им подниматься к подошве литосферы без значительного отклонения от вертикали. В то же время избыточное давление в них не настолько высоко, чтобы прорвать прочную кору, и в связи с этим в подошве коры высокотемпературный флюид будет вызывать плавление вещества и формирование грибообразной головы МП, где будут развиваться процессы плавления и дифференциации вещества.

Вне всякого сомнения, восстановленный трещинный флюид, поднимающийся сквозь мантию, будет окисляться, генерируя воду и углекислоту, захватывать в растворенном виде мантийное вещество. Однако в стадии «развитого» плюма буферирующий потенциал мантии

по кислороду может быть исчерпан и к подошве литосферы начнет подниматься восстановленный водородно-углеводородный флюид, который может формировать и нефтегазовые конденсаты в коре.

Исследование проведено при поддержке СО РАН и ДВО РАН (интеграционный проект 117) и РФФИ (проект № 10-05-00009а).

- [1] Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
- [2] Пучков В.Н. Взаимоотношения плюм- и плейт-тектоники в перспективе развития глобальной геодинамической теории // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование: Сборник научных трудов. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2007. С. 23–51.
- [3] Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 9. – С. 891–907.
- [4] *Летников* Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 4. – С. 291–307.
- [5] Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в области пластических деформаций // Доклады АН. 2005. Т. 404, № 3. С. 380–384.
- [6] Жатнуев Н.С. Динамика глубинных магм // Доклады АН. 2010. Т. 430, № 6. С. 787–791.
- [7] Campbell I.H. Large Igneous Provinces and the mantle plume hypothesis // Elements. 2005. V. 1, № 5. P. 265–269.
- [7] Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F., Manetti P., Sokoutis D. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // Earth-Science Reviews. – 2003. – V. 63. – P. 169–247.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ В ДОЛЕРИТОВЫХ СИЛЛАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКИХ ТРАППОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ

А.В. Иванов*, М.Л. Фиорентини**, М.Т. Патон**

*Иркутск, Институт земной коры CO PAH, aivanov@crust.irk.ru **Crawley, Australia, Centre for Exploration Targeting, School of Earth and Environment, University of Western Australia

Магматизм Сибирских траппов представляет интерес с экономической точки зрения, в первую очередь, благодаря группе Cu-Ni-Pt-Pd месторождений в районе г. Норильска, связанных с долеритовыми интрузиями. На севере Иркутской области, в пределах так называемой Ангаро-Тасеевской синеклизы, так же широко распространены долеритовые интрузии. По своему составу, включая спектры распределения элементов группы платины (ЭПГ), они соответствуют низкотитанистым типам 1 и 2 лав Норильского района [1, 2]. Несмотря на геохимическое сходство с ними, в Иркутской области рудоносные проявления Pt-Pd, связанные с трапповым магматизмом, до сих пор не известны [3]. Вместо этого встречаются железорудные трубки,



Рис. 1. Схематичная карта распространения долеритовых силлов на юге провинции Сибирских траппов и местоположение проанализированных образцов. Жирные сплошные линии разделяют долеритовые силы: Ту – Тулунский, Па – Падунский, Чу – Чуна-Бирюсинский, То – Толстомысовский и У – Усольский (не выходит на поверхность). На врезке показана граница распространения Сибирских траппов. Точка, обозначенная Н, показывает расположение Норильска.



Рис. 2. Вариации концентраций Pt, Pd и отношений Pt/Ir, Pd/Ir относительно различных индексов дифференциации толеитовой магмы. Отношения Pt/Ir и Pd/Ir нанесены в логарифмическом масштабе.

имеющие комплексное гидротермально-магматическое происхождение [4]. Обычно считается, что месторождения железа не сопровождаются Pt-Pd минерализацией. Однако такой необычный тип Fe-Ti-V-Pt-Pd месторождений известен для траппов Эмейшаня (Китай) [5], что заставляет взглянуть на проблему потенциальной платиноносности долеритовых силлов Ангаро-Тасеевской синеклизы под новым углом. Для рассмотрения этого вопроса в сообщении мы приводим новые данные по распределению ЭПГ в 19 образцах долеритовых силлов Ангаро-Тасеевской синеклизы.

На рис. 1 приведена схема отбора проб, показывающая, что область распространения долеритовых силлов охвачена достаточно полно. На рис. 2 приведены вариации концентраций Pt и Pd, а также отношений Pt/Ir и Pd/Ir в зависимости от степени дифференциации долеритов, выраженной через магнезиальное отношение, концентрации титана и суммарного железа. На рис. 2 видно, что в диапазоне концентраций TiO₂ от 0.8 до 2.6 мас. % и FeO_t от 10.5 до 17 мас. % между этими параметрами и концентрациями Pd существует положительная корреляция. Исключение составляет одна точка с аномально высокими концентрациями Pd. У еще одного образца с аномально высокими значениями TiO₂ и FeO_t, наоборот, концентрации Pd аномально низкие, но при этом самые высокие концентрации Pt. Аналогичная картина видна на диаграмме Pd-Mg-число, с той лишь разницей, что там наблюдается отрицательная корреляция. Иными словами, эти диаграммы указывают на то, что при дифференциации магмы идет накопление железотитанистых минералов (ильменита и титаномагнетита) и при этом одновременно накапливается Pd. Аномальные значения концентраций Pd в двух образцах, по-видимому, говорят о том, что с накоплением Pd в расплаве начинают кристаллизоваться минералы палладия, которые неравномерно распределены по толще и случайно в одном образце оказалось их скопление, а в другом – они отсутствуют. Как правило, Pt и Pd ведут себя когерентно. С некоторой долей условности можно отметить, что тренды, видимые на диаграммах Pd – TiO_2 , Pd – FeO_t и Pd – Mg-число, фиксируются и на аналогичных диаграммах c Pt (рис. 2). При нормировке концентраций Pt и Pd к концентрациям Ir на аналогичных диаграммах, где вместо Pt и Pd по оси Y отложены Pt/Ir и Pd/Ir отношения, соответственно, возникают экспоненциальные зависимости этих отношений от индексов дифференциации.

Таким образом, фракционирование ЭПГ связано с процессом дифференциации магмы при становлении силлов. Накопление железотитанистых минералов в остаточном расплаве сопровождается ростом палладия и платины, что предполагает возможное формирование Pt-Pdминерализации по типу месторождений в провинции Эмейшань в Китае [5].

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

- [1] Ivanov A.V., Demonterova E.I., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Low-Ti melts from the Southeastern Siberian traps Large Igneous Province: Evidence for a water-rich mantle source? // J. Earth System Sci.. - 2008. - V. 117. - P. 1-21.
- [2] Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // J. Asian Earth Sci. – 2009. – V. 35. – P. 1–12.
- [3] Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
- [4] *Фон-дер-Флаас Г.С.* Структурно-генетическая модель рудного поля ангаро-илимского типа (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38, № 6. С. 530–544.
- [5] Zhong H., Zhou X.H., Zhou M.F., Sun M., Liu B.G. Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, Southwestern China // Mineralium Deposita. – 2002. – V. 37. – P. 226–239.

ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd ДАННЫЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

И.А. Избродин*, Г.С. Рипп*, А.Г. Дорошкевич*, В.М. Саватенков**

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, ripp@gin.bscnet.ru **Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Забайкалье является одним из регионов Центрально-Азиатского складчатого пояса, при формировании которого установлены основные магматические этапы (например [1 и др.]) и практически не решены проблемы возраста метаморфических процессов. Главные метаморфические события в Забайкалье традиционно связываются с каледонскими аккреционо-коллизионными событиями. Для большей части изучаемой территории верхняя граница проявления регионального метаморфизма оценивается в основном периодом от палеопротерозоя до позднего рифея – раннего палеозоя. Принято считать также, что палеозойские породы только в небольшой мере были подвергнуты метаморфическим процессам, а в мезозое они вообще не проявились.

Геохронологическое изучение (табл. 1) было выполнено для Малханского и Улан-бургасского метаморфических комплексов Западного Забайкалья (Ичетуйское кианитовое проявление, Кяхтинское силлиманитовое, Ошурковское апатитовое месторождение).

Проведенные в настоящее время геохронологические исследования позволяют сделать вывод, что на территории Западного Забайкалья, помимо рифейского метаморфизма, еще как минимум дважды возникали условия для его проявления. Первое из них может быть связано с позднепалеозойскими коллизионными и рифтовыми процессами в Центральной Азии, сопровождавшимися активным проявлением магматизма. Второй этап – позднемезозойский – связан с закрытием Монголо-Охотского океана и формированием в отдельных районах гранитно-метаморфических куполов кордильерского типа, в совокупности с мезозойским рифтогенезом, широко проявленным в позднеюрский–раннемеловой период.

Sm-Nd данные представлены в табл. 2. По Nd изотопным характеристикам кварцмусковит-силлиманитовые сланцы и биотит-амфиболовые гнейсы Кяхтинского месторождения

Ναοδη	Тип пород	Анализираранин й матариал	Возраст, млн лет							
n₀ oob	тип пород	Анализированный материал	Rb/Sr	U/Pb						
Малханский метаморфический комплекс (Кяхтинское силлиманитовое месторождение)										
Кя -2002	Кварц-мусковит-	Силлиманит, мусковит, вал.	132.7±9.3							
	силлиманитовый сланец									
Кя -2002	Кварц-мусковит-	Циркон		138.1 ± 1.6						
	силлиманитовый сланец									
Кя-19	Гранитный пегматит	Полевой шпат, биотит, апатит,	130.6 ± 2.4							
		вал								
Кя-235	Биотит-амфиболовый гнейс	Циркон		281.9 ± 4.7						
Кя-235	Биотит-амфиболовый гнейс	Циркон		131.6 ± 1.9						
Улан-бургасский метаморфический комплекс (Ичетуйское кианитовое прояление)										
95/4	Кварц-мусковит-	Андалузит, мусковит, вал	131±7							
	андалузитовый сланец									
Ич-05	Кварц-мусковит-кианитовый	Кианит, мусковит, вал	144 ± 10.8							
	сланец									
Ошурковское апатитовое месторождение										
Ош-229	Биотитовый гнейс	Циркон		282.8 ± 2.9						

Таблица 1. Результаты Rb/Sr и U-Pb(SHRIMP II) исследований метаморфических пород Юго-Западного Забайкалья

№ п/п	№ обр	Возраст млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\epsilon_{Nd}(T)$	T _{Nd} (DM)
1	Ич-05/4	144	6.7	70.6	0.0575	0.512219	-5,62	910
2	Кя-2002	138.1	1.2	9.2	0.0783	0.512483	-0,94	753
3	Кя-235	131.6	5.2	31.3	0.1000	0.512482	-1,42	898

П р и м е ч а н и е. 1 – кварц-мусковит-кианитовый сланец; 2 – кварц-мусковит-силлиманитовый сланец; 3 – биотит-амфиболовый гнейс.

близки к среднекоровым отношениям 147 Sm/ 144 Nd = 0.0783–0.1000 и имеют одинаковые отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.94 \dots -1.42$, что подразумевает их общий источник. Кварцмусковит-кианитовые сланцы Ичетуйского проявления характеризуются более низкой величиной $\varepsilon_{Nd}(T) = -5.62$ и позднерифейскими величинами Nd-модельных возрастов. Результаты Ndизотопных исследований для Ичетуйского и Кяхтинского участков, в совокупности с Ndмодельными возрастами для Малханского (кристаллосланцы – 926, 1099, 1840 млн лет) и Заганского (гнейсо-граниты – 729, 762, 1072 млн лет) комплексов, полученными ранее (Кошкин и др., неопубликованные данные, [2]), свидетельствуют о том, что источниками их являлись породы, имеющие в среднем позднерифейский модельный возраст. Формирование пород протолита (интервал 0.9–0.73 млрд лет) совпало со временем распада суперконтинента Родиния и заложением Палеоазиатского океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта ОНЗ 10.3.

- [1] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- [2] *Маркина Н.А.* К проблеме происхождения Ангаро-Витимского батолита (опыт сравнительного анализа витимканского и заганского комплексов) // Вестник Воронежского университета. 2004. № 1. С. 93–103.

УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ АВТОХТОННЫХ И ПАРААВТОХТОННЫХ ГРАНИТОВ В ЭРЗИНСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева

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

Эрзинский метаморфический комплекс выделен в нижнем течении р. Эрзин и р. Нарын (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) [1]. Породы эрзинского комплекса, представленные мигматитами, традиционно рассматривались исключительно как метаморфические.

Ранее эрзинский комплекс относили к дорифейскому основанию массива, метаморфизованному в условиях гранулитовой фации [2]. Позднее данные породы были описаны как малоглубинные гранулиты HT/LP типа ордовикского возраста (468±6 млн лет) [3, 4]. Их образование связывалось с низкобарическим зональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа (P=3-4 кбар, T=700-850 °C), сопровождавшимся мигматизацией и гранитообразованием [3].

Пространственно с мигматитами эрзинского комплекса связаны многочисленные тела автохтонных и параавтохтонных гранитов, занимающие до 50 % площади. Их происхождение до сих пор остается дискуссионным. Первоначально оно связывалось с гранитизацией метаморфических пород [2]. Позднее данные граниты были описаны как автохтонные и параавтохтонные S-граниты [5]. Однако вопрос об источнике расплава и исходного протолита оставался открытым.

Данное сообщение посвящено анализу этого вопроса, в том числе генетической взаимосвязи мигматитов эрзинского комплекса и гранитоидов.

Мигматиты, входящие в состав эрзинского комплекса, представляют собой полосчатые породы, сложенные лейко- и меланосомами. Меланократовая часть имеет гранат-биотитовый, гранат-биотит-кордиеритовый, гранат-кордиерит-силлиманитовый минеральный состав, лейко-кратовая – близка к гранитной эвтектике, в ее составе преобладают кварц и плагиоклаз. Мощность лейко- и меланосом не превышает 2–3 см. Однако в местах, наиболее интенсивно подвергшихся тектоническим деформациям, мощность лейкосом (1–3 см) превышает мощность меланосом (>1 см).

Выплавки автохтонных гранитоидов наблюдаются непосредственно в мигматитовых толщах. Они не образуют крупных обособлений и встречаются преимущественно в виде жил и прожилков. Относительно крупные скопления (до 20 см), как правило, приурочены к синсдвиговым зонам растяжения и зонам пониженного давления (ядра складок), что свидетельствует о синхронности выплавления гранитов и тектонических деформаций.

Автохтонные граниты представляют собой мелкозернистые лейкограниты. В связи с небольшим размером тел сделать их точную петрохимическую характеристику довольно сложно. Минеральный состав представлен кварцем (40–45 %), натровым плагиоклазом (40–45 %), калиевым полевым шпатом (до 10 %), биотитом (1–2 %).

Параавтохтонные гранитоиды – средне-мелкозернистые, слегка разгнейсованные, гранатсодержащие биотитовые граниты. Их состав характеризуется повышенным содержанием Na₂O (3.94 мас. %) относительно K₂O (2.4 мас. %) и довольно высоким содержанием CaO (2.72 мас. %). Присутствие граната и биотита в породе обусловили высокие содержания MgO (0.96 мас. %) и Fe₂O₃ (3.02 мас. %). Состав гранитоидов свидетельствует о том, что в процессе отделения гранитного расплава от протолита были захвачены реститы мигматитов, подвергшиеся контаминации и ассимиляции с новообразованным гранитным расплавом.

Выплавление и становление автохтонных и параавтохтонных гранитоидов связаны с вязкопластичными деформациями, широко проявленными в эрзинском комплексе [6]. Приуроченность гранитоидов к зонам пониженного давления указывает на синхронное проявление процессов магматизма и тектоники. Однако на мезоуровне (в масштабе обнажения) и на микроуровне наблюдается несоответствие интенсивности деформаций. В шлифах гранитов и мигматитов наблюдается полное отсутствие следов течения и деформаций наиболее пластичных минералов (кварц и слюда), а также их перекристаллизация в зоны растяжения. Все это свидетельствует о том, что прогрев толщи продолжался после прекращения сдвиговых деформаций [7].

Обобщая фактический материал и опубликованные в открытой печати данные, можно сделать вывод, что мигматиты, авто- и параавтохтонные граниты являются генетически связанными друг с другом. Их совместное образование и становление связаны с региональными тектоническими событиями – заложением и эволюцией проникающей сдвиговой зоны, обеспечившей локальный сброс давления и повышение температуры в пределах развития пород эрзинского комплекса [6]. Прогрев толщи обеспечил условия для появления автохтонных гранитов, а сдвиговые деформации – отделение и перемещение расплава на самой начальной стадии плавления протолита.

Таким образом, автохтонные и параавтохтонные граниты являются составной частью образований эрзинского комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта РАН – СО РАН № 7.10-3 «Индикаторы процессов крупномасштабного внутриконтинентального тектогенеза».

- [1] *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К.* Сангиленский массив // Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 202–207.
- [2] Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова И.И. Докембрийские комплексы Сангилена по геохронологическим и геологическим данным // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1983. – № 2. – С. 47–61.
- [3] Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1997. 16 с.
- [4] *Петрова А.Ю., Костицын Ю.А.* Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. № 3. С. 343–347.
- [5] Пономарева А.П., Каргополов С.А., Киреев А.Д. Гранитоидный магматизм Западного Сангилена (к вопросу о генезисе S- и А-гранитов) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 6. С. 937–950.
- [6] Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Доклады АН. – 2005. – Т. 405, № 1. – С. 82–88.
- [7] Shemelina I.V., Vladimirov V.G. Tectonic position and origin of HT-LP granulites in the Western Sangilen (South-Eastern Tuva) // GSA Abstracts with Programs. 2001. V. 33, № 1.

РАСЧЕТ СКОРОСТИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЙ ДЕНУДАЦИИ ЗА ГОЛОЦЕН В ПРЕДЕЛАХ КУРАЙСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МЕТОДОМ ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Г.А. Квасов*, А.Р. Агатова**, Р.К. Непоп**

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

Возникающие в результате сильных землетрясений сейсмогравитационные деформации приводят к разрушению склонов хребтов и снижению поверхности гор.

Целью данной работы является расчет скорости сейсмогравитационной денудации за голоцен в пределах одного из наиболее сейсмоактивных районов Юго-Восточного Алтая – Курайской впадины и ее горного обрамления методом профилирования тел сейсмообвалов, оползней и осовов. Граница расчетного участка была проведена по гребневым линиям обрамляющих впадину хребтов и горных массивов – Северо-Чуйского на юге, Курайского на севере, на западе – по бровке нижней ступени Айгулакского хребта и на востоке по водоразделу Чаган-Узунского массива. Его площадь составила 1750 км². Результаты были использованы для сравнения с оценками, полученными статистическими методами для смежной территории – бассейна р. Чаган-Узун.

Для выделения сейсмогравитационных деформаций в пределах Курайской впадины был проведен анализ аэрофотоснимков и топокарт масштаба 1:25000. Методика подсчета объемов тел схожа с методом сечений в геодезии – каждое тело разделялось по профилям на отдельные призматоиды. Нижняя граница тела задавалась исходя из морфологии склона на соседних участках, не занятых сейсмооползнем. По данным топокарт рассчитывалась площадь сечения середины призматоида и его высота. Затем объемы этих призматоидов суммировались.

Выделенные тела локализованы группами и приурочены к разломным границам морфоструктур и узлам их сочленения – в зоне перехода хребтов к впадине и на границе хребтов. Приуроченность к разломам и крупный объем обвально-оползневых тел (10⁴–45·10⁶ м³), возникших в условиях аридного и семиаридного климата, позволяют с уверенностью говорить о сейсмической природе выделенных тел.

Большая часть обвально-оползневых тел, имеющих максимальные объемы, оконтуривает Чаган-Узунский тектонический блок: Сукорский обвал на северном макросклоне и сейсмодислокации в долинах рек Тюте, Кызылярык, Арыджан – на западном. В Курайском хребте на его границе с Чаган-Узунским блоком выделяются крупные сейсмодислокации в долине Куэхтанара и в долине Чуи возле устья Саканды.

В западной части Чаган-Узунского блока, на высоте 2200–2350 м., в долине р. Арыджан (рисунок, *A*) расположено несколько средних по объему гравитационно-сейсмотектонических деформаций (объемом от 10⁶ до 3·10⁶ м³) и серия мелких, приуроченных к пересечению разломных зон субширотного и северо-западного простирания.

Большая группа сейсмодислокаций расположена на северном борту ледниковой долины р. Тюте (рисунок, *Б*). Эти тела приурочены к активизированным древним разломам северозападного простирания и новейшим разломам субширотного простирания, выраженным в рельефе сейсмосбросами, секущими плейстоценовые кары. Последняя активизация южной разломной границы Курайской впадины произошла в 2003 г., однако она не привела к формированию новых обвалов в долине Тюте. Наиболее крупные древние осовы перекрывают моренные отложения в прибортовой части долины в интервале высот 2300–2800 м. Они однородны по строению и залеганию, что, по всей видимости, связано с их одновременным образованием в результате сильного толчка, и лишь в восточной части участка имеются тела более поздней генерации. Объем крупных тел составляет от $5 \cdot 10^6$ до $35 \cdot 10^6$ м³. Объем этих же сейсмодислокаций, рассчитанный с помощью эмпирической формулы, полученной в [1], отличается на 5-15 %. Концентрация сейсмоиндуцированных осовов, сейсмооползней, обвалов и гравитационно-



Сейсмооползни в юго-восточном горном обрамлении Курайской впадины: *А* – в долине р. Арыджан; *Б* – в долине р. Тюте. *1* – реликты поверхности выравнивания; *2* – ледниковые цирки; *3* – склоны эрозионных долин; *4* – моренные отложения; *5* – стенки отрыва обвалов и оползней; *6* – тела сейсмообвалов, оползней, осовов; *7* – осыпи; *8* – линии водоразделов; *9* – разломы: а – установленные, б – предполагаемые под чехлом склоновых отложений; *10* – гидросеть.

сейсмотектонических отседаний крупных блоков позволяет говорить о приуроченности эпицентров одного из сильных голоценовых землетрясений к долине р. Тюте. Восточнее, в долине р. Кызылярык, в той же разломной зоне закартированы сейсмооползни, отличающиеся значительно меньшим объемом – от 10^5 до $1.5 \cdot 10^6$ м³ (вероятно, из-за большей удаленности от эпицентра) и более низким расположением по абсолютным высотам – 1950–2200 м. Вдоль северной границы Чаган-Узунского блока расположены значительные по объему сейсмооползни и осовы. В данном районе проходит зона Курайского разлома, с которым сопряжен ряд разнонаправленных линеаментов. Наиболее крупным из сейсмогенных обвалов является Сукорский (объем $45 \cdot 10^6 \text{ м}^3$) и ряд обвалов в долине р. Куэхтанар. Объем каменной лавины между реками Сухая и Саканда достигает по нашим расчетам $11.5 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, что значительно меньше оценок, приведенных в работе [2]. Остальные тела на этом участке существенно меньше по объему. Абсолютные высоты расположения тел – 1700-1850 м.

В северном обрамлении впадины, в долинах Курайского хребта, на абсолютных отметках 2350–2700 м расположена группа небольших осовов объемом от 0.4·10⁶ до 1.5·10⁶ м³. Эти тела также приурочены к зоне Курайского разлома.

Выделенные сейсмоиндуцированные палеообвалы/оползни Курайской впадины и ее горного обрамления приурочены к трем зонам активизированных палеозойских разломов северозападной ориентировки. Наибольшие объемы смещения склонового субстрата зафиксированы по периферии Чаган-Узунского блока, наиболее активного на данной территории в голоцене. Общий объем смещенного в результате голоценовых землетрясений склонового субстрата в пределах Курайской впадины и ее горного обрамления, рассчитанный методом профилирования, составил 1.9·10⁻¹ км³, а скорость сейсмогравитационной денудации за голоцен – 1·10⁻⁵ м/год. Скорость сейсмогравитационной денудации в пределах Чаган-Узунского бассейна площадью 1430 км², рассчитанная статистическими методами, составила 2·10⁻⁵ м/год [3]. На территории этого бассейна, включающего восточную часть Чаган-Узунского блока, фрагменты Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов и юго-западную часть Чуйской впадины, сосредоточена значительная часть обвально-оползневых сейсмодеформаций, известных в горном обрамлении Чуйской впадины, что объясняет несколько большую скорость сейсмогравитационной денудации.

Таким образом, полученные разными методами и для различных участков Курайско-Чуйской системы межгорных впадин численные оценки скорости сейсмогравитационной денудации хорошо согласуются как между собой (имеют один порядок величины), так и с результатами исследований в других сейсмоактивных районах земного шара со сходными климатическими условиями [4].

- Hovius N, Stark C.P., Allen P.A. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // Geology. 1997. V. 25. P. 801–804.
- [2] *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
- [3] Непоп Р.К., Агатова А.Р. Сейсмогенные изменения рельефа горных стран и численная оценка сейсмогравитационной денудации на примере Юго-Восточного Алтая // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты: VI Щукинские чтения. – М.: Географический факультет МГУ, 2010. – С. 190–192.
- [4] *Keefer D.K.* The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions // Geomorphology. 1994. V. 10. P. 265–284.

ЭНЕРГЕТИКА СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ

А.В. Ключевский*, В.М. Демьянович*, С. Дэмбэрэл**, Б. Лхагвадорж***

*Иркутск, Институт земной коры CO PAH, akluchev@crust.irk.ru ** Улаанбаатар, Монголия, Исследовательский центр астрономии и геофизике MAH ***Ulaanbaatar, Mongolia, DST Ministry of education

Значительная часть территории Монголии расположена в высокосейсмичных областях Центрально-Азиатского складчатого пояса и подвержена частым и сильным землетрясениям [1]. Особенно опасны в сейсмическом отношении Монгольский и Гобийский Алтай: только в XX в. здесь произошли несколько десятков землетрясений с магнитудой $M \ge 6$ (интенсивностью I_0 от 8 до 11–12 баллов). Некоторые землетрясения вызвали нарушения земной поверхности, а сейсмические катастрофы (Болнайское, 1905 г., Монголо-Алтайское, 1931 г. и Гоби-Алтайское, 1957 г., землетрясения) сопровождались сейсмотектоническими деформациями протяженностью до нескольких сотен километров. Судя по сохранившимся следам древних землетрясений и летописным сведениям, подобные и, возможно, более грандиозные сейсмические события происходили здесь в недавнем прошлом. Информацию о сильных землетрясениях Монголии за инструментально-исторический период мы обобщили в карте энергии сейсмотектонических деформаций литосферы, которая поставлена в соответствие с картой общего сейсмического районирования.

В настоящее время в очаговой сейсмологии широкое применение получил сейсмический момент – параметр, характеризующий работу по перемещению «очагового» блока в стесненных условиях литосферы [2]. Этот параметр определяется как

$$M_{o}=\mu SD,$$

где *µ* – модуль сдвига, *S* и *D* – площадь дислокации и смещение по разлому, и через *S* и *D* связан с сейсмотектоническим деформированием горных пород. Он использовался нами для оценки энергии сейсмотектонических деформаций литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с целью более надежно и обоснованно подойти к решению проблем обеспечения сейсмической безопасности в Байкальском регионе [3]. В настоящей работе рассматривается сейсмичность Монголии (*ф*=42-54° с.ш., *λ*=87-120° в.д.), представленная землетрясениями с магнитудой М≥3, происшедшими за период инструментальных наблюдений (1964-2008 гг.), и сейсмичность исторического периода, представленная землетрясениями с магнитудой *М*≥6 в «Каталоге землетрясений Монголии» (1740–1963 гг.). В соответствии с каталогом в период инструментальных наблюдений такие землетрясения регистрировались без пропусков, а ошибки в определении координат эпицентров толчков не превышают 20 км. Можно полагать, что в исторический период часть землетрясений с *М*≥6 была пропущена и не внесена в «Каталог землетрясений Монголии», а погрешность в определении координат эпицентров некоторых толчков может достигать единиц градуса. Такие неопределенности послужили причиной разделения исследуемой сейсмичности на два периода (инструментальный и исторический) и использования при построении карт крупных площадок осреднения данных размером 200×200 км² с перекрытием в половину площадки. В целом анализируется интервал времени более 260 лет, а рекуррентные интервалы сильнейших землетрясений в Монголии составляют около 200 лет [4]. Для перехода от магнитуд к сейсмическому моменту, характеризующему работу и энергию сейсмотектонических деформаций, используется корреляционное уравнение, установленное по данным о сильных землетрясениях мира [2]:

 $\log M_0 \pm 0.6 = 8.4 \pm 1.6M.$

(2)

(1)

В площадках размером 200×200 км² определены максимальные значения магнитуд землетрясений, которые по формуле (2) пересчитаны в величины сейсмического момента в единицах ньютон на метр (Нм, работа), эквивалентных джоулю (Дж, энергия).

Наблюдается довольно равномерное распределение эпицентров сильных сейсмических событий Монголии вдоль системы разломов Гобийского и Монгольского Алтая, а также концентрация эпицентров сильных исторических толчков в юго-западной части БРЗ. Вдоль Болнайской системы разломов и в центральной части Монголии в XX столетии произошли сильнейшие континентальные землетрясения – Болнайское (23.07.1905 г., М=8.2, I₀=11-12), Цэцэрлэгское (09.07.1905 г., *M*=7.6, *I*₀=10) и Могодское (05.01.1967 г., *M*=7.8, *I*₀=10–11). Гистограмма распределения сильных землетрясений по магнитуде указывает на неполную представительность исторических толчков с магнитудами в диапазоне от 6 до 6.5. В целом наблюдаемое распределение толчков свидетельствует о высочайшем сейсмическом потенциале литосферы региона. Карта-схема изолиний логарифма суммарного сейсмического момента землетрясений построена по материалам о сейсмических событиях инструментально-исторического периода. Она характеризует работу, выполненную в результате землетрясений, и в рамках теории последействия интерпретируется нами как карта-схема энергии сейсмотектонических деформаций литосферы Монголии. Анализ карты указывает на неоднородность распределения сейсмотектонических деформаций литосферы – области максимальной энергии приурочены к крупным разломным зонам и узлам, генерирующим землетрясения максимальной магнитуды. Повышенным уровнем энергии сейсмотектонических деформаций выделяется система разломных структур, окружающих Долину Озер. Максимальный уровень lgM₀≈22 соответствует очагу катастрофического Монгольского землетрясения (М=8.3, 1761 г.) на западе Монголии. Несколько меньше уровень энергии сейсмотектонических деформаций при катастрофическом Болнайском (*M*=8.2, 1905 г., lg*M*₀≈21.9), Монголо-Алтайском (*M*=8.0, 1931 г., lg*M*₀≈21.2) и Гоби-Алтайском (M=8.1, 1957 г., lgM₀≈21.4) землетрясениях. В очаге Могодского землетрясения lgM₀≈20.8. В менее значительных максимумах $lg M_0 \approx 18 \div 19$, а территория повышенного уровня энергии сейсмотектонических деформаций выделяется изолинией lgM₀≈16. Распределение сейсмотектонической энергии во времени характеризуется гистограммой логарифма суммарного значения сейсмических моментов землетрясений, происшедших в регионе с 1740 г. за интервалы времени в 10 лет. Наблюдаемый высокий уровень логарифма суммарного сейсмического момента совпадает во времени с наиболее сильными землетрясениями, указывая, что сбросы сейсмотектонической энергии свыше 10²⁰ Дж происходили в результате сильнейших землетрясений с *М*≥7.5 и относительно этих величин доля выделенной энергии менее значительными толчками невелика.

В современном представлении разломообразование и землетрясения являются разномасштабными свойствами одной динамической системы – разломной зоны [5]. Между разломной структурой и эпицентральным полем землетрясений установлена связь, используемая в линеаментно-доменно-фокальной модели общего сейсмического районирования территорий [6]. Так как наиболее сильные землетрясения генерируются литосферными блоками высшего иерархического уровня, обусловленность их наиболее крупными разломами постулируется. В таком случае главные сейсмически активные разломы территории Монголии формируют доминантный образ и задают основные параметры карты общего сейсмического районирования [7]. Если сопоставить карту энергии сейсмотектонических деформаций и карту общего сейсмического районирования Монголии [7], то видно, что в конфигурации изолиний на этих картах прослеживается определенное сходство. Следует только учесть, что карта общего сейсмического районирования получена для системы однородных разломов, а на карте энергии сейсмотектонических деформаций отражена реальная картина фрактального неоднородного разломообразования. Так и должно быть, если рассматривать разломы как источники землетрясений и учитывать масштабную связь размеров разломов и магнитуды землетрясений. Мы попытались установить эту связь путем корреляции интенсивности сейсмических сотрясений (I₀, балл) с энергией сейсмотектонических деформаций (lgM_o), снятых в соответствующих точках сопоставляемых карт. Уравнения прямой и обратной линейной корреляции получены в следующем виде:

 $I_0=0.9 \log M_0-7.3$, $\rho=0.75$,

(3)

 $\lg M_0 = 0.6 I_0 + 11.8.$

(4)

В настоящее время перед проектировщиками и строителями чрезвычайно остро стоит вопрос об уточнении исходной балльности территории г. Улаанбаатара – столицы Монголии. Это связано как с установленной активизацией сейсмичности в районе города [8], так и со строительством высотных зданий и сооружений. Если применить формулу (3) к расчету интенсивности сейсмических сотрясений в районе г. Улаанбаатара, то при $lgM_0\approx17$ полученное значение составит $I_0\approx8.0$ балла, что хорошо соответствует значению исходной балльности на карте общего сейсмического районирования [7]. Разрабатываемый подход к оценке энергии сейсмотектонических деформаций в абсолютных единицах позволяет дополнить карты общего сейсмического районирования территорий и рекомендуется к использованию с целью развития и усовершенствования современных проектно-изыскательских, конструкторских и строительных технологий в рамках решения проблемы обеспечения сейсмической безопасности в регионах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00014 а).

- [1] Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A. et al. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings // Geological Soc. America. Memoir 181. 1993. 59 p.
- [2] *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
- [3] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Байкальская рифтовая зона: область повышенной энергии сейсмотектонических деформаций литосферы // Доклады АН. – 2009. – Т. 428, № 5. – С. 663–666.
- [4] Ключевский А.В., Демьянович В.М., Баяраа Г. Оценка рекуррентных интервалов и вероятности сильных землетрясений Байкальского региона и Монголии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 746–762.
- [5] Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge: University Press, 2002. 470 p.
- [6] *Уломов В.И.* Сейсмическое районирование // Сейсмические опасности (Природные опасности России) / Под ред. Г.А. Соболева. М.: КРУК, 2000. С. 66–96.
- [7] Демьянович М.Г., Ключевский А.В., Демьянович В.М. Сейсмическое районирование территории Монголии // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – 2008. – № 2. – С. 74–76.
- [8] Schlupp A., Ulziibat M., Ankhtsetseg D. et al. Seismic hazard assessment of Mongolia and Ulaanbaatar. What is new? What we have to know and better understand? // Conference commemorating the 50th anniversary of the 1957 Gobi-Altay earthquake. Ulaanbaatar, 2007. P. 210–215.

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КАРАЛОНСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

В.П. Ковач, Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, С.З. Яковлева, И.В. Анисимова, А.М. Федосеенко

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.kovach@mail.ru

Полученные новые и опубликованные геохронологические, геохимические и Nd изотопные данные позволяют охарактеризовать последовательность формирования и источники пород магматических комплексов Каралонской зоны Байкало-Муйского пояса.

В основании разреза Каралонской зоны выделяется блок мигматизированных амфиболитов несмуринской толщи раннего неопротерозоя. Позднерифейский разрез зоны имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза зоны сложена вулканитами основного, основногосреднего и кислого состава (каралонская толща) с возрастом не древнее 0.72-0.70 млрд лет (Sm-Nd изохронный метод). Циркон из риолитов каралонской свиты имеет возраст по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb около 1.0 млрд лет. Nd модельный возраст риолитов находится в диапазоне 0.85-0.78 млрд лет, что свидетельствует о ксеногенной природе циркона. Локализованные в толще базальтов экструзии риолитов и риодацитов имеют возраст 665±2 млн лет. Вулканиты прорваны крупными габбро-диорит-плагиогранитными плутонами таллаинского комплекса с возрастом 625±14 млн лет (плагиограниты) и 604±7 млн лет (габбро), пироксенит-габбро-норитовыми интрузиями (612±34 млн лет [1]) и диорит-гранитными интрузиями падоринского комплекса (600±5 и 598±4 млн лет). Завершают докембрийский разрез мощные вулканокластические и терригенные толщи венда (шумнинская, делюнская и якринская свиты), которые прорываются двуполевошпатовыми гранитами лесного комплекса с возрастом 556±16 млн лет [2]. Важным структурным элементом зоны является Падринская наложенная депрессия, образованная одноименным постскладчатым вулканоплутоническим комплексом с возрастом 590±5 млн лет. Завершает магматическую историю Каралонской зоны догалдынский габбролиорит-гранитный комплекс с возрастом 254±2 млн лет.

Геохимические и Nd изотопные исследования пород магматических комплексов Каралонской зоны позволяют выделить несколько ведущих источников родоначальных расплавов, которые могут указывать на возможную палеогеодинамическую природу изученных комплексов. В формирование риолит-базальтового комплекса каралонской толщи вовлекались мантийные источники супрасубдукционного мантийного клина, плюмового внутриплитного источника ОІВ типа и, возможно, деплетированной мантии. Риолиты формировались за счет частичного плавления короткоживущего деплетированного источника базальтового состава, который имел островодужные геохимические характеристики и Nd изотопный состав, близкий к DM за счет воздействия плюмового источника. При образовании магматических пород таллаинского комплекса устанавливаются те же источники, что и для вулканитов каралонской толщи. В составе источников габброидов преобладал источник N-MORB типа, а кварцевых диоритов – источник субдукционного типа. Гранитоиды падоринского комплекса формировались при частичном плавлении короткоживущего базитового источника островодужного типа или нижней коры с последующей фракционной кристаллизацией. Диориты догалдынского комплекса явно связаны с плюмовым источником и внутриплитными условиями. Nd изотопные характеристики, установленные для магматических пород всех выделенных комплексов, однотипны и указывают на их связь с ювенильной корой позднебайкальского цикла.

Полученные геохимические и изотопные данные допускают несколько вариантов палеогеодинамической интерпретации. Наиболее простой вариант связан с предположением о тектоническом совмещении на площади Каралонской зоны образований различных геодинамических типов. Второй вариант определяется островодужными геохимическими характеристиками магматитов и связан с предположением о существовании позднебайкальского палеоокеанического бассейна в пределах Каралонской зоны БМП. Наконец, в третьем варианте Каралонская зона рассматривается как синсдвиговый бассейн пулл-апарт, в котором вулканиты известково-щелочной серии могут иметь полигеодинамическую природу и служат индикатором не только субдукционной обстановки, но и режима растяжения, не связанного с ней.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 09-05-00315, 08-05-00347, 10-05-00713) и Фонда развития отечественной геологии.

- [1] Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm-Nd-данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Доклады АН. – 1998. – Т. 360, № 1. – С. 88–92.
- [2] Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Переляев В.И. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. – 1992. – № 9. – С. 72–78.

ВЕНДСКИЙ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА В СТРУКТУРЕ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

И.К. Козаков*, В.В. Ярмолюк**, А.М. Козловский**, Е.Б. Сальникова*, В.П. Ковач**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

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

Становление аккреционно-коллизионной области восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса связывается с процессами раннекаледонского тектогенеза, в ходе которого фрагменты континентальных массивов были сочленены с позднерифейскими и вендраннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами. В позднем кембрии и раннем ордовике эти образования были в различной степени метаморфизованы и «спаяны» гранитоидами, в результате чего был сформирован раннекаледонский супертеррейн Центральной Азии [1].

В различных структурах супертеррейна установлены фрагменты кристаллических комплексов, в которых раннепалеозойскому предшествовал вендский метаморфизм повышенного давления [3]. Геодинамическую обстановку формирования вендского метаморфизма (~560–570 млн лет) можно рассмотреть на примере Южно-Хангайского метаморфического пояса (ЮХМП). Этот пояс расположен в зоне сочленения Байдарикского блока и позднерифейского (~665 млн лет) офиолитового комплекса Баянхонгорской зоны [2]. Становление пояса отражает образование в интервале около 570 млн лет конвергентной границы в обрамлении Дзабханского микроконтинента. В это же время в палеоокеанической области происходило формирование островодужного комплекса с возрастом 577±2 млн лет [6].

Изолированные выходы глубокометаморфизованных пород, локализованных вдоль зоны сочленения Дзабханского микроконтинента и раннекаледонских структур Долины Озер, а также далее к северо-востоку вдоль южной окраины Центрально-Монгольского микроконтинента, рассматриваются нами в составе раннепалеозойского Центрально-Монгольского метаморфического пояса (ЦММП). В тектоническом плане ЦММП расположен вдоль окраины каледонского палеоконтинента [5], отражая развитие раннепалеозойской конвергентной границы.

Геохимические характеристики и Nd изотопные данные магматических комплексов, сопряженных с метаморфизмом, представленных в пределах как вендского, так и раннепалеозойского метаморфических поясов, дают основание считать, что они были сформированы в надсубдукционных условиях. Становление рассматриваемых метаморфических поясов происходило параллельно с развитием палеоокеанических комплексов позднерифейско-вендского Баянхонгорского и венд-раннепалеозойского бассейнов Озерной зоны.

Исходя из комплекса рассмотренных данных, можно предложить принципиальную схему развития геодинамических обстановок рассматриваемых поясов. Можно полагать, что развитие корообразующих процессов при формировании структурно-вещественных комплексов ЦАСП на первом этапе (до распада Родинии) связано с развитием палеоокеанических комплексов обрамления Родинии, а на втором (после распада Родинии) – Палеоазиатского океана [4]. В результате до начала распада в обрамлении суперконтинента были сформированы континентальные блоки, связанные с развитием гренвеллид и ранних байкалид. В позднем рифее в интервале около 0.90–0.80 млрд лет назад в окраинных частях Родинии началось отделение ее фрагментов. В пределах же океанического бассейна в обрамлении Родинии в это время фиксируется развитие конвергентных границ.

На рубеже около 800 млн лет были сформированы фрагменты раннебайкальской континентальной коры. В интервале 800–750 млн лет в ходе раскрытия Палеоазиатского океана эти фрагменты перемещались вместе с раннедокембрийскими континентальными блоками. В конце позднего рифея (670–660 млн лет) в пределах Баян-Хонгорского бассейна происходило формирование вулканического плато [2]. До рубежа 580–570 млн лет Палеоазиатский океан развивался подобно Атлантическому океану, не имея активных континентальных окраин. На рубеже около 577±2 млн лет [6] произошла смена режимов и как в пределах палеоокеана, так и по его обрамлению стали формироваться конвергентные границы. Со сменой режимов было связано образование внутриокеанических энсиматических островных дуг с ювенильной корой, а также активных окраин ряда микроконтинентов. В частности, в это время возникла островная дуга, вошедшая позднее в состав Баян-Хонгорской зоны, а пассивная континентальная окраина Дзабханского микроконтинента была преобразована в активную. В результате в надсубдукционной зоне микроконтинента произошло становление вендского ЮХМП.

Можно полагать, что к рубежу 565 млн лет северо-западная (в современных координатах) часть Байдарикского блока не вовлекалась в более поздние складкообразующие деформации и региональный метаморфизм. Примерно с этого же времени начинается образование вендраннепалеозойских бассейнов, вулканических островов, островных дуг, которые представлены в Агардаг-Эрзинской, Озерной, Дарибской, Хантайширской раннекаледонских зонах западного и юго-западного обрамления Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов [1].

Проявление раннепалеозойского метаморфизма, наиболее интенсивного в обрамлении этих континентальных блоков, свидетельствует об усилении конвергентных процессов на их границах, с чем связано становление раннепалеозойского ЦММП. Последний, наряду с другими раннепалеозойскими метаморфическими поясами южного обрамления Сибирской платформы, связан с формированием раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии в раннем палеозое.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00369) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О. и др. Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 154–174.
- [2] Ковач В.П., Джин П., Ярмолюк В.В. и др. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // Доклады АН. 2005. Т. 404, № 2. С. 229–234.
- [3] Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 4. С. 14–39.
- [4] Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Проблема позднерифейского этапа формирования континентальной коры восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических и изотопных исследований // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. – С. 327–331.
- [5] Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г. Тектоника Южной Монголии // Эволюция геологически процессов и металлогения Монголии: Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 49. М.: Наука, 1990. С. 11–122.
- [6] *Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Анисимова И.В. и др.* Конвергентные процессы в развитии Баянхонгорской зоны ранних каледонид Центральной Азии (по результатам геологических и геохронологических исследований габброидов Ханулинского массива // Доклады АН. – 2010. – Т. 433, № 2. – С. 237– 243.

ДВЕ СТАДИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО РИФТОГЕНЕЗА ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ГОБИЙСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

А.М. Козловский*, В.В. Ярмолюк*, В.М. Саватенков**, И.Г. Грибоедова*

*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru **Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Позднепалеозойское время в истории развития Центрально-Азиатского складчатого пояса ознаменовалось масштабным проявлением континентального рифтогенеза, в который была вовлечена огромная территория, включающая всю современную Монголию, Северо-Западный и Северо-Восточный Китай, Западное Забайкалье. Процессы грабенообразования, сопряженного с вулканизмом, начались на краю палеоконтинента вслед за прекращением формирования вулканического пояса ранне-среднекарбоновой активной континентальной окраины [1]. Вулканизм грабенов носил типичный для рифтовых зон бимодальный характер с преобладанием базальтоидов и риолитов повышенной щелочности, в том числе комендитов и пантеллеритов, которые образовывали контрастные вулканические серии. Один из таких грабенов, относящихся к наиболее ранней Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне, расположен на восточном окончании хребтов Гобийского Тянь-Шаня и Гобийского Алтая вблизи сомона Номгон. Вулканические породы бимодальной ассоциации здесь образуют полосу выходов широтного простирания протяженностью до 25 км при ширине до 6 км и ограничены широтными субвертикальными разломами. До недавнего времени магматизм в пределах грабена связывался с единым импульсом, совпадающим по времени с магматизмом в других грабенах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны. Однако на сегодняшний день временной интервал формирования последней составляет значительный промежуток – около 60 млн лет, с 318 до 258 млн лет назад [2]. В пределах же самого грабена выделяется две вулканические пачки, различающиеся как по условиям формирования, так и по составу.

Нижняя вулканическая пачка распространена на севере грабена. Ее основу составляют лавовые потоки андезибазальтов и андезитов, реже трахидацитов и трахитов, для которых характерны отчетливые шлаковые зоны. В видимом основании пачки, а также в ее кровле распространены серии крупных экструзий риолитов, в том числе и лавовые купола со склоновыми брекчиями. Кроме этого, характерной чертой пачки является присутствие горизонтов кислых туфов, имеющих площадное распространение. Такие особенности вулканизма свидетельствуют о субаэральных условиях. Породы верхней вулканической пачки обнажаются в южной части грабена. Среди них доминируют шаровые лавы базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, сформированные в подводных условиях, которые чередуются с массивными потоками трахитов и трахидацитов.

Петрографически базальтоиды двух пачек похожи. Среди них есть как афировые, так и порфировые породы с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза. Составы же пироксенов, хотя и относятся к магнезиальным авгитам, существенно различаются по примесным компонентам. Пироксены базальтоидов верхней пачки имеют повышенные концентрации $TiO_2 -$ or 1.2 до 2.7 мас. % и Na₂O от 0.55 до 0.72 мас. %, тогда как в пироксенах пород нижней пачки содержания этих компонентов более низкие: 0.27–1.9 и 0.31–0.56 мас. % соответственно.

Термо-барометрия по составам пироксенов [3] показала, что пироксены базальтоидов нижней пачки, несмотря на повышенную кремнекислотность пород, кристаллизовались в более высокотемпературных (1110–1190 °C) и высокобарических (1.1–5.8 кбар) условиях, чем пироксены основных пород верхней пачки (1050–1130 °C, 0.4–4.4 кбар). Для пироксенов верхней пачки отмечается уменьшение температуры и давления их кристаллизации с увеличением кремнекислотности пород, тогда как температура и давление кристаллизации пироксенов ниж-

ней пачки варьируется в одинаковом интервале для всех порфировых пород с содержанием кремнезема 53.7–60.0 мас. %.

Петрохимические характеристики пород нижней и верхней пачек различны. Наименее кремнекислые породы отмечаются в верхней пачке (SiO₂ от 49.6 мас. %), тогда как в нижней пачке породы с кремнекислотностью менее 54.5 мас. % не отмечены. Все породы верхней пачки имеют повышенную щелочность за счет как натрия, так и калия. Среди базальтоидов доминируют породы с низким содержанием MgO (2.3–3.7 мас. %), хотя один состав более магнезиальный (6.2 мас. %), высокими концентрациями TiO₂ (2.1–3.1 мас. %) и FeO (9.5–12.5 мас. %). В отличие от них, базальтоиды нижней пачки имеют более высокие концентрации магния (2.7–4.7 мас. %), низкие титана (1.2–1.9 мас. %) и железа (7.3–9.0 мас. %). Отмеченные для базальтоидов двух пачек петрохимические различия сохраняются и в дифференцированных средних и кислых породах.

Геохимические характеристики и корреляционные зависимости между содержаниями несовместимых микроэлементов в породах нижней и верхней пачек также различны. Базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и риолиты верхней пачки образуют единый линейный тренд между содержаниями таких несовместимых элементов, как Nb, Zr, Y, REE. В наименее кислом базальте содержания Nb=10.8, Zr=259, Y=34 ppm. В риолитах содержание Zr достигает 1490 ppm, Nb – 69 ppm, Y – 219 ppm. Такие закономерности согласуются с рядом кристаллизационной дифференциации.

В отличие от верхней пачки, очевидного увеличения содержаний несовместимых элементов по мере возрастания кремнекислотности в серии пород нижней пачки не происходит. В частности, содержания Zr в андезибазальтах и трахиандезибазальтах варьируются в интервале 203–299 ppm, в андезитах и трахиандезитах – 194–381 ppm, в трахитах – 188–545 ppm, а Nb – 10–13, 6–24 и 7–21 ppm соответственно. Иные характеристики имеют риолиты этой пачки. При тех же содержаниях Zr (от 164 до 446 ppm) концентрации Nb в них выше и варьируются от 9 до 46 ppm. Аналогичная картина наблюдается для REE и Y. Наиболее вероятной причиной такого распределения микроэлементов в породах нижней пачки является значительная ассимиляция рифтогенными магмами вмещающих преимущественно кислых пород или их расплавов. Риолиты же, скорее всего, являются исключительно коровыми выплавками, что согласуется с их изотопным составом [4].

По изотопным характеристикам Nd две вулканические пачки так же существенно различаются, хотя породы внутри пачек остаются изотопно однородными во всей серии от базальтоидов до риолитов. Породы нижней пачки имеют умеренно деплетированные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ в интервале 5.8–6.9. Верхняя пачка характеризуется деплетированными изотопными составами Nd – $\varepsilon_{Nd}(T)=7.5-8.2$.

Таким образом, геологические, минералогические, геохимические и изотопные характеристики рифтогенных пород Номгонского грабена свидетельствуют о двух эпизодах магматизма, связанных с различными стадиями развития грабена. На стадии заложения грабена при низких темпах растяжения происходило формирование многочисленных трещин небольшого размера, служащих каналами для подъема глубинных магм. Такие условия способствовали эффективному прогреву вмещающих пород, их плавлению и ассимиляции рифтогенными расплавами, которые изливались на поверхность. Поздней стадии развития грабена соответствуют более высокие темпы растяжения, когда вместо многочисленных магмоподводящих трещин происходит раскрытие мощных каналов подъема магм. В таких условиях могли возникать значительного размера промежуточные магматические камеры со спокойным ходом кристаллизационной дифференциации от базальтоидов до обогащенных микроэлементами трахитов и риолитов. На поверхности в это время было сформировано грабенное озеро, в воду которого происходило излияние магм.

Выявленные две стадии в развитии Номгонского грабена являются отражением резкого изменения в глубинной геодинамике, вызвавшего рифтогенез, а не постепенной внутрикоровой эволюции рифтовой зоны. Такой вывод мы делаем исходя из резкого изменения источников рифтогенных базальтоидов, которые на ранней стадии выплавлялись из изотопно умеренно деплетированного протолита, обедненного несовместимыми микроэлементами и титаном. Протолитом для базальтоидов поздней стадии служила изотопно деплетированная мантия, обогащенная несовместимыми элементами и титаном, а в плавление вовлекались более железистые минеральные фазы, вероятно пироксен.

Отсутствие стратиграфических перерывов между двумя вулканическими пачками указывает на то, что смена источников рифтогенного магматизма и режима развития Номгонского грабена произошла очень быстро. К сожалению, геохронологические методы вряд ли на сегодняшний день позволят установить время этой геодинамической перестройки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры», проектов РФФИ № 10-05-00578, 09-05-90202 и гранта Президента РФ МК-863.2010.5.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 264 с.
- [2] Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Саватенков В.М., Анисимова И.В. Длительность РZ₃ рифтогенного магматизма на южной континентальной окраине Сибирского палеоконтинента // Материалы IV Российской конференции «Изотопные системы и время геологических процессов». СПб., 2009. Т. 1. С. 251–254.
- [3] Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Min. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.
- [4] Козловский А.М., Саватенков В.М., Сальникова Е.Б. Возраст, источники и механизмы образования позднепалеозойских рифтогенных пород восточного окончания Гобийского Тянь-Шаня // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. – С. 131–133.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ПЕСЧАНОГО МАССИВА ВЕРХНИЙ КУЙТУН (БАРГУЗИНСКАЯ ВПАДИНА)

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

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

Баргузинская впадина является одной из структур Байкальской рифтовой зоны и обрамлена горными поднятиями Баргузинского и Икатского хребтов. В днище котловины выделяется три основных морфологических элемента: а) наклонно-волнистая присклоновая равнина, прослеживаемая по уступу Баргузинского хребта, б) аллювиальный комплекс р. Баргузин и в) предгорная полоса песчаных увалов (куйтунов) вдоль юго-восточного макросклона Икатского хребта. Увалы имеют отчетливое морфологическое выражение и представлены Верхним и Нижним Куйтунами, которые разделены между собой долиной р. Аргада. На их поверхности широкое развитие получили ветровые процессы с образованием выработанных и аккумулятивных форм рельефа. Массивы куйтунов выполнены мощными толщами с алевритовопсаммитовым материалом комплексного озерно-речного происхождения и примесью фаций пролювиального, делювиального и эолового генезиса.

На правобережье р. Аргада исследована высокая песчаная толща (190–200 м) Верхнего Куйтуна и радиотермолюминесцентным датированием определен возраст ее формирования начиная с 172 м – 88±13 тыс. лет и ниже: 171 м – 140±20, 168 м – 234±23, 42 м – 300±28, 34 м – 310±28, 29 м – 380±32, 24 м – 460±40, 19 м – > 830 и 6 м – >790 тыс. лет.

Отложения верхней части песчаной толщи (мощностью до 15 м) представлены средне- и мелкозернистыми (средневзвешенный диаметр частиц x = 0.42–0.46) и мелко- и среднезернистыми (x=0.47–0.5) песками. Текстура субгоризонтальная и наклонная, мощность слоев – 2–6 см. Коэффициент сортировки песков (стандартное отклонение σ) находится в пределах 0.23–0.31 и характеризует осадки как хорошо и умеренно сортированные. Коэффициент асимметрии $\alpha > 1$ со сдвинутой модой в сторону крупных частиц оценивает энергетические уровни живых сил седиментации на этот временной срез как относительно высокие. Значения эксцесса в равных долях как положительны (τ =0.46–1.86), так и отрицательны (τ =-0.2 ... –0.6), что в первом случае свидетельствует об устойчивом поступлении вещества в седиментационный бассейн, устойчивой скорости его обработки на относительно спокойном тектоническом фоне, во втором – о дополнительном приносе обломочного субстрата при нестабильном тектоническом режиме. Показатели коэффициента вариации v по всей толще относятся к диапазону от 0.5 до 0.64. Данное обстоятельство достоверно подтверждает аквальное происхождение песчаных осадков (поле смешанного аллювиально-озерного генезиса).

По палеопотамологическим характеристикам аккумуляция совершалась в стационарных озерных проточных водоемах. Реки, доставлявшие в озерный бассейн наносы, имели поверхностные скорости течения 0.5 м/с, срывающие скорости, приводящие в движение осадочный материал, 0.35 м/с, придонные скорости отложения 0.23 м/с, уклоны водного зеркала 0.96–1.35 м/км, глубины: в межень – 0.26 м, половодье – 2 м и ширину русел 117–132 м. По своим гидродинамическим параметрам они могли перемещать осадки по предельному диаметру подвижных частей от крупнозернистых до грубо- и крупнозернистых песков, что полностью совпадает с размерностью изучаемых отложений. Слабоподвижные (ϕ -критерий устойчивости – <100 единиц) русла полугорного типа (число Фруда Fr=0.1–0.12) с площадью водосбора >100 км² этих водотоков находились в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды (коэффициент шероховатости n>35). Вычисленные значения числа Лохтина (Λ =1.47–1.54) указывают на незначительное отдаление потоков от конечного водоема в придельтовых условиях.

Нижняя часть осадочной толщи тобольского времени (от 300000 до 380000 тыс. л.н.), мощностью 20 м, сложена наклонно-слоистыми ожелезненными средне- и мелкозернистыми (x=0.36–0.37 мм) песками желтоватого и желтовато-серого цвета. Порода характеризуется хо-

рошей сортировкой (σ =0.25), наблюдается асимметрия распределений: крупнозернистые фракции сортированы лучше, мелкозернистые – хуже ($\alpha > 1$). Эксцесс положителен (τ =1.51–3.29). Показатели коэффициента изменчивости не превышают значения 0.7, что полностью соответствует условиям аккумуляции в комплексных лимно-аллювиальных обстановках седиментогенеза.

Накопление отложений происходило в неглубоких постоянных озеровидных водоемах. Транспортировавшая в бассейн осадконакопления наносы река Пра-Аргада характеризовалась скоростными параметрами: течения 0.48 м/с, сдвига 0.34 м/с, отложения 0.22 м/с, имела уклон водного зеркала 0.76–0.81 м/км, меженную глубину 0.3 м при возрастании в половодье до 2.2 м и ширину русла 139–142 м в момент его полного заполнения до выхода воды на пойму. Предельный диаметр подвижных частей руслоформирующих фракций колеблется от мелкозернистых до крупнозернистых песков. Палеоводотоку нединамичного (ϕ -критерий устойчивости <100 ед.) равнинного типа (Fr=0.08) с площадью водосбора >100 км² были свойственны натуральные, благоприятные, придельтовые (Λ =1.59) условия состояния ложа со свободным течением воды (n=39). Кроме того, по показателям универсального критерия Ляпина (β =0.28) устанавливается присутствие в палеорусле подвижных форм низкогрядового рельефа высотой 0.14 м, длиной 1.6 м и скоростью перемещения 0.0002 м/с.

Сформированные в раннем неоплейстоцене самые низы массива (до 13 м) выполнены слабонаклонными мелкослоистыми, крупно-мелко- и среднезернистыми (x=0.5 мм), желтоватосерыми песками умеренной сортировки (σ =0.31–0.32), асимметричными, со сдвинутой доминантной модой в сторону крупных частиц (α >1); имеют положительный эксцесс и значения коэффициента вариации (v=0.62–0.66), соответствующие области совмещения озерного и речного происхождения с сезонными колебаниями водности. По палеопотамологическим данным процесс седиментации мог осуществляться блуждающими водотоками полугорного грядового (Fr=0.12) типа с естественными постоянными руслами (площадь водосбора >100 км²) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды (n > 37) при впадении в конечный водоем (Λ =1.47). Палеоруслам были свойственны незначительные уклоны – 1.3 ‰, скорости транспортировки частиц 0.36 м/с, придонные скорости отложения 0.3 м/с, поверхностные скорости течения воды 0.54 м/с, максимальные глубины в меженный период 0.25 м и 1.97 м в половодье при ширине в фазу максимального заполнения водой 117 м. В руслах имели место низкие гряды высотой 0.12 м, длиной 1.4 м и скоростью перемещения 0.00026 м/с.

Таким образом, слагающие Верхний Куйтун рыхлые породы накапливались в неглубоких проточных лимнических водоемах со слабым волнением и придонным течением (субгоризонтально-слоистые алевриты и тонкозернистые пески береговых и прибрежных фаций озерной макрофации) и поступательных немобильных речных потоках с подпорным, замедленным движением воды (мелко- и среднезернистые пески с наклонной и косой текстурой русловых и пойменных фаций речной макрофации). Изменения обстановок осадконакопления в целом происходили в условиях неоднократных тектонических подпоров озера Байкал южной оконечностью Сибирской платформы и ингрессий его вод в межгорные понижения горного обрамления, в том числе и Баргузинскую впадину.

ПАЛЕОСРЕДА ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ИТАНЦИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

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

Ранее считалось, что песчаные толщи аквального генезиса с хорошо выраженной параллельной, почти горизонтальной текстурой и линзовидными, пологоволнистыми, косыми, перекрестными маломощными слойками однородного средне- и мелкозернистого состава не могут встречаться в тех межгорных впадинах Прибайкалья и Забайкалья, к которым не приурочены транзитные или местные крупные реки [1, 2]. К таковым относилась и Итанцинская впадина. В результате наших исследований 2006 и 2009 гг. толщи подобного облика обнаружены в присклоновой части днища данной депрессии.

Итанцинская впадина расположена между хребтами Морской и Улан-Бургасы и смыкается на юго-западе с Усть-Селенгинской котловиной через долину р. Селенги. Юрские и нижнемеловые континентальные отложения подняты здесь в бортах горного обрамления и слагают коренное ложе депрессии. Наиболее пониженную, центральную, часть впадины занимает современная долина р. Итанцы с низким пойменно-террасовым комплексом. Вдоль склона хребта Улан-Бургасы прослеживаются две высокие террасы: террасоувал высотой 40–45 м и IV эрозионно-аккумулятивная терраса (25 м).

Достаточно полный разрез IV уровня вскрытой мощностью 14.5 м изучен на левобережье р. Итанцы в 1 км восточнее с. Холзаново. В общем, терраса сложена псаммитовым материалом различной структуры и по особенностям распределения обломочных частиц разделяется на семь литологических горизонтов.

Первый горизонт (интервал опробования 0.0–1.5 м) выполнен разнозернистым материалом неясно выраженной субгоризонтальной слоистости. Второй горизонт (1.5–2.0 м) сформирован мелко-крупно- и среднезернистым песком (средневзвешенный диаметр частиц x=0.46 мм) слабонаклонной текстуры. Сортировка плохая (коэффициент сортировки Траска S₀=2.03, стандартное отклонение σ =0.39), мода характеризуется левосторонней асимметрией (коэффициенты асимметрии: Траска S_k<1, статистический α >0), эксцесс плюсовой, что является показателями повышенной динамичности среды седиментации в турбулентных однонаправленных речных потоках (коэффициент вариации v=0.84). Слабоподвижные русла имели полугорный тип (число Фруда Fr=0.11) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды.

Третий горизонт (2.0–3.1 м) представлен субгоризонтально- и слабонаклонно-слоистыми крупно- и среднезернистыми песками (x=0.52–0.60 мм). Умеренная сортировка осадков (S₀=1.5–11.64, σ =0.33–0.42) указывает на удлинение пути переноса. Коэффициент асимметрии Траска с незначительным сдвигом моды в сторону мелких частиц (S_k=1.04–1.06) определяет меньший энергетический потенциал среды аккумуляции. Значения эксцесса положительны (τ >0, устойчивость протекания процессов эндогенеза), коэффициент вариации (v=0.63–0.70) устанавливает комплексное, лимно-аллювиальное происхождение данной пачки. Осадконакопление осуществлялось в озеровидном устойчивом неглубоком водоеме (2.8–3.2 м), притоки которого – извилистые палеореки полугорного типа (Fr=0.14) с грубопесчано-мелкогравийным строением ложа и быстрым течением воды.

Четвертый горизонт (3.1–7.1 м) образован алевритистыми мелко- и среднезернистыми песками (x=0.3–0.4 мм) хорошей, умеренной и недостаточной сортировки. Значения эксцесса положительны (τ=3.36–20.18) и фиксируют стабильность среды формирования наносов. Коэффициент вариации по всей толще варьируется от 0.61 до 0.99, что подтверждает аквальное происхождение изучаемых осадков: меньшие значения относятся к области смешанного озерноречного генезиса, большие – к области однонаправленных постоянных потоков с сезонным изменением объема текучих вод.

Пятый горизонт (7.1-10.4 м) состоит из субгоризонтально- и наклонно-слоистых круп-
ной, средней и мелкой структуры (x=0.49–0.75 мм) песков казанцевского возраста. Из кровли горизонта получена радиотермолюминесцентная дата (РТЛ) – 112 ± 15.5 тыс. лет назад (ГИН СО РАН–849). Статистические параметры определяют сортировку осадка от хорошей до плохой (S₀=1.47–1.90). Коэффициент изменчивости (v<0.8) принадлежит совмещенному полю флювиальной и лимнической групп аквального парагенетического ряда. Седиментация проистекала в озеровидном водоеме с ростом осредненных глубин до 3.6 м и полугорным типом средних по величине палеоводотоков (Fr=0.12–0.18).

Шестой горизонт (10.4–12.0 м) выполнен мелко- и среднезернистыми (x=0.40 мм) и средне- и крупнозернистыми песками (x=0.64 мм) слабонаклонной текстуры. Характер отсортированности осадков меняется с ростом глубины разреза – от совершенной до умеренной (S₀=1.3– 1.54; σ =0.24–0.41). Данное обстоятельство привело к изменению симметричных (S_k=1) эмпирических полигонов распределения на асимметричные с примерно равным перекосом в ту или иную сторону и соответствующим смещением моды осадка. Значения коэффициента вариации принадлежат сектору перекрытия русловых и озерных обстановок осадконакопления. Образование псаммитов происходило в озерных неглубоких (до 3.3 м) проточных стационарных объектах и находившихся в дельтовом положении впадавших потоках равнинного и полугорного типов.

Седьмой горизонт (12.0–14.5 м) образован крупно-мелко- и среднезернистыми песками (x=0.37–0.53 мм) начала самаровского времени (подошва толщи, 270±40 тыс. л.н., ГИН СО РАН–851). Отмечается хорошая и умеренная сортировка (S₀=1.45–1.67; σ =0.23–0.43), мода смещена в сторону крупных частиц, что отвечает повышенному энергетическому уровню седиментации (S_k<1; α >0). Коэффициент вариации соответствует аллювиально-озерному генотипу, накапливавшемуся преимущественно в лимнических проточных постоянных водоемах изменчивой глубины – 2.1–3.3 м.

В целом, осадки террасового уровня аккумулировались в маловодных проточных стационарных озерных водоемах и однонаправленных слабодинамичных подпорных речных потоках при дельтовом и придельтовом положении русла. Длительное, порядка 150 тыс. лет, существование озерных условий осадконакопления в Итанцинской впадине следует сопоставить с ингрессиями вод Байкала в прилегающие понижения его горного обрамления на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных движений двух фаз тектонической активизации – хубсугульской (600–300 тыс. лет) и тыйской (150–100 тыс лет) **[3, 4]**.

- [1] *Базаров Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. – Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1968. – 166 с.
- [2] Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. М.: Наука, 1978. 276 с.
- [3] *Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. 252 с.
- [4] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 2000. 288 с.

ЖИЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС КАРБОНАТИТОВ БИРАИ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

А.А. Конева, Н.В. Владыкин

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

Бираинская карбонатитовая дайка и связанное с ней редкометалльно-редкоземельное рудопроявление находятся в 140–150 км от города Бодайбо Иркутской области, на юго-восточной окраине Витимо-Патомского нагорья. Дайка прослежена с небольшими перерывами на 20 км. Формирование ее происходило в среднем палеозое, и она сечется верхнепалеозойскими гранитоидами. Залегает в докембрийском гнейсово-сланцевом основании. Мощность дайки вместе с окружающими ее фенитами варьируется от 10 до 300 м. Карбонатиты в основном представлены железисто-доломитовыми и, в меньшей степени, кальцитовыми разностями, которые нередко постепенно переходят в фениты через их карбонатизированные разновидности. Отмечается широко проявленная альбитизация фенитов и, видимо, связанное с этим процессом развитие монацитовой минерализации. Вокруг карбонатитового тела, среди фенитов, развиты жильные образования, часто весьма оригинального состава, среди которых по главным породообразующим минералам выделяются: кордилитовые, бенстонитовые, норсетитовые, торнебомитовые, баритовые и железисто-доломитовые. Более детально геологическая позиция Бираинской карбонатитовой дайки приведена в литературе **[1, 2]**, но в то время жильные породы еще не были известны.

Минеральный состав в целом на рудопроявлении весьма разнообразен. В настоящее время здесь зафиксировано уже более 100 минералов, причем каждый пятый из них – это новый минеральный вид. В основном это редкоземельные и редкометалльные минералы – силикаты, карбонаты, оксиды. Минеральный состав жильных пород отражен в таблице.

Проблема генезиса рассмотренного комплекса Бираи представляет несомненный интерес, поскольку он является концентратором таких полезных компонентов, как редкие земли, барий,

Тип жильной породы	Главные минералы	Второстепенные и акцессорные минералы
Кордилитовый	Кордилит-(Се), Fe-доломит, Sr-кальцит, арагонит- стронцианит	Стронцианит, анкилит-(Се) и –(La), дацинша- нит-(Се) и (La); тремолит, винчит, церит, фер- риалланит-(Се), чевкинит-(Се), белковит, тальк, гумит; фергусонит-(Се) и (Nd), пирохлор, маг- нетит, ильменит, барит, монацит-(Се), бираит
Бенстонитовый	Бенстонит, Sr-кальцит	Fe-доломит, бенстонит-(Sr), бастнезит, ферри- алланит-(Ce), флогопит, ниобочевкинит, барит, монацит, колумбит, фергусонит-(Ce), бираит
Норсетитовый	Норсетит, Fe-доломит, Sr- кальцит	Ферриалланит-(Се), тремолит, карбоцернаит, ниобочевкинит, кухаренкоит-(Се), монацит- (Се), барит, магнетит, пирит, пирротин
Торнебомитовый	Торнебомит-(Се), Fe-доломит, Sr-кальцит	Тремолит, винчит, тальк, ферриалланит-(Се), барит, фергусонит-(Nd), стронцианит, монацит-(Се), ниобоэшинит-(Се) и –(Nd)
Баритовый	Барит, алланит-(Се), эгирин- диопсид, тремолит	Альбит, кварц, полевой шпат, церит, торнебо- мит, кальцит, доломит, флогопит, апатит, тита- нит, монацит
Ферродоломитовый	Fe-доломит, кальцит	Тремолит, алланит-(Се), тальк, феррифлогопит, стронцианит, фергусонит, дациншанит-(Се), виджеццит, бастнезит, монацит-(Се), барит, ко- лумбит, магнетит, пирит, апатит

Минеральный состав жильных пород Бираи

стронций, ниобий. Мы полагаем, что Бираинское карбонатитовое тело и связанные с ним жильные породы имеют некоторое сходство по генетическому типу с месторождением Боян-Обо во Внутренней Монголии (КНР). Это крупнейшее в мире месторождение редких земель, сопровождаемое также крупными запасами железа, ниобия, фосфора. Полезные ископаемые здесь приурочены к пласту железистых доломитов верхнепротерозойского возраста, который тянется на два десятка километров. Характерно, что и здесь метаморфическая толща прорвана крупными телами герцинских щелочных гранитоидов. Минеральный парагенезис, отмеченный в жильном комплексе Бираи, встречается в Баян-Обо: в частности, все характерные минералы жильных пород – кордилит, бенстонит, норсетит, кухаренкоит, бастнезит, фергусонит, анкилит, монацит, колумбит и т.д., но в акцессорных количествах. В карбонатитах Бираи эти минералы являются породообразующими. Кроме того, на Баян-Обо главными являются флюорит-бастнезит-магнетитовые руды, которые отсутствуют на Бираи. Вероятно, мы все же имеем дело с новым неизвестным типом карбонатитов, не укладывающимся в формационную классификацию карбонатитов.

Авторы благодарят РФФИ за поддержку исследований (грант № 10-05-00122).

- [1] *Черников В.В., Конев А.А., Воробьев Е.И. и др.* О новом типе редкоземельно-редкометалльного оруденения в карбонатных породах Бираи (Нечерский антиклинорий) // Доклады АН. 1994. Т. 335, № 6. С. 774–777.
- [2] Черников В.В., Конев А.А., Воробьев Е.И. и др. Эндогенные карбонатные породы Бираи перспективный источник редкоземельно-редкометалльного сырья // Геология и геофизика. 1994. № 6. С. 50–60.

АНАЛИЗ СООТВЕТСТВИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БАЗИТОВОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ГИПОТЕЗЕ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

К.М. Константинов^{****}, М.Д. Томшин^{**}, Д.П. Гладкочуб^{***}, М.З. Хузин^{***}, И.К. Константинов^{***}

*Мирный, Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», konstantinov@cnigri.alrosa-mir.ru **Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов ***Иркутск, Институт земной коры СО РАН, palmag@crust.irk.ru

Установление соответствия возраста траппо- и кимберлитообразования геологическому времени прохождения Сибирской платформы (СП) над горячими точками проведено на основе палеомагнитных реконструкций, выполненных по траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) [1]. Действительно, реконструкции позволяют выделить геологические эпохи, которые представляют интерес для установления пространственно-временного положения СП относительно современных горячих точек. Ранее с использованием подобного подхода был предложен вариант распределения среднепалеозойских и раннемезозойских кимберлитовых полей СП, образованных в процессе ее прохождения сразу над несколькими предполагаемыми горячими точками [2]. Однако вопрос существования этих горячих точек в конкретные геологические эпохи так и остался гипотетическим. Попытки сопоставить палеогеографические положения плит с координатами известных действующих горячих точек на практике не привели к значимым результатам. Это обстоятельство стало понятным с получением современной информации, в соответствии с которой горячие точки не являются долгоживущими и стационарными, что является необходимыми условиями использования горячих точек классического типа. Неопределенности ситуации можно избежать, если принять в качестве основы «модель субдукционной инициации горячих точек», сопряженных с конвергентными границами плит [3]. При этом необходимо учитывать конкретные геодинамические обстановки, в которых находился объект исследования (СП).

Анализ особенностей геодинамики СП выполнен с использованием геологических и палеомагнитных данных. В качестве основы для реконструкций движения СП с неопротерозоя (750 млн лет) была принята «уточненная» ТКМП. Для СП просматривается общая тенденция движения в северном направлении из экваториального пояса (рис. 1), однако характер ее перемещения не всегда был направленным и стабильным: периоды относительно равномерного прямолинейного движения иногда сменялись разнознаковыми ускорениями и сменой направления (вращения) [4]. Наиболее вероятным следует считать, что заметные отклонения СП от выбранного курса в конце неопротерозоя (540 млн лет) и начале девона (415 млн лет) зависели от коллизионных процессов, происходивших на территории Байкальской складчатой области в результате последовательной аккреции Баргузинского и Еравнинского микроконтинентов, дрейфующих в акватории Палеоазиатского океана [5, 6]. Для того чтобы оценить геодинамические предпосылки траппо- и кимберлитообразования, кратко рассмотрим каждый этап в отдельности.

На первом этапе (750–540 млн лет) СП располагалась в экваториальном поясе. Начало ее смещения на юг и вращение по часовой стрелке связаны с предвенской коллизией с Баргузинским микроконтинентом, который подошел с севера. В результате столкновения СП в начале кембрия (540 млн лет) отступила и заняла положение между 40° и 15° ю.ш. Геодинамическая ситуация СП не способствовала развитию кимберлитообразующих процессов в ее пределах, поскольку падение зоны субдукции в сторону Баргузинского микроконтинента исключало возникновение горячих точек (конвективной ячейки).

На втором этапе (540-440 млн лет), после того как Баргузинский микроконтинент при-



Рис. 1. Палеомагнитные реконструкции Сибирской платформы в неопротерозое – фанерозое.

соединился к платформе, нарастив ее континентальное основание, наступила пауза относительного «тектонического спокойствия», в результате которой на их общей территории сформировалась единая венд-раннепалеозойская «карбонатная плита». Судя по палеомагнитным данным, размеры северной (в настоящее время южной) окраины композиционного континента существенно превышали современные географические расстояния [4]. В течение второго этапа возобновляется северный дрейф СП, в результате которого она достигает параллели 30° с.ш., преодолев расстояние порядка 5000 км. В среднем за 100 млн лет собственная скорость СП составила 5 см/год.

На заключительном этапе (440–420 млн лет), в конце платформенного развития, происходит коллизия СП с Еравнинским микроконтинентом, который с севера затормозил ее движение и заставил вращаться по часовой стрелке (рис. 1). Размеры фронтальной области,

которую представляли Баргузинский микроконтинент, Байкало-Патомская и Мамско-Бодайбинская структурно-формационные зоны, сократились за счет шарьирования, образования складчатости и т.п. примерно на 1000 км. В результате субдукции и стагнации Палеоазиатской



Рис. 2. Плейттектонический разрез земной коры южного обрамления Сибирской платформы на конец силура – начало девона (430–410 млн лет). Структурно-формационные зоны Байкальской складчатой области: Б-П – Байкало-Патомская, М-Б – Мамско-Бодайбинская. Микроконтиненты: Б-Мк – Баргузинский, Е-Мк – Еравнинский. 1 – базальтовый слой литосферы; 2 – расплавы и флюиды; 3 – терригенно-осадочные образования рифея; 4 – венд-раннепалеозойские терригенно-карбонатные отложения («карбонатная плита»); 5 – вулканогенно-осадочные образования; 6 – коллизионные граниты; 7 – метасоматиты мамской кристаллической полосы; 8 – структуры Вилюйского палеорифта; 9 – конвективная ячейка.

океанической плиты под сибирскую континентальную кору (рис. 2) над зоной плавления слэба возникает горячая точка (плюм), сопряженная с конвергентной границей, которая вызвала раскрытие Вилюйского палеорифта (разворот по часовой стрелке Алданского блока относительно Ангаро-Анабарского) и внедрение на его флангах базитовых и кимберлитовых магм в девоне – раннем карбоне (420–320 млн лет).

- [1] *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Труды ВНИГРИ. – Л., 1991. – 125 с.
- [2] Zhitkov A.N. Paleokinematics and pattern of kimberlite fields location on the Siberian platform based on the hypothesis of hot spots // Extended abstracts Sixth International kimberlite conference. – Novosibirsk, 1995. – P. 692–694.
- [3] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения «горячих точек» мантии современной Земли // Доклады АН. 2009. Т. 427, № 5. С. 654–658.
- [4] Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Дис. ... канд. наук. Иркутск, 1998. 150 с.
- [5] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: М.: Недра, 1990.
- [6] Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. –1994. № 7–8. С. 29–40.

КИМБЕРЛИТОВЫЙ И БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ – КОРРЕЛЯЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

С.И. Костровицкий*, А.А. Амиржанов**

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, serkost@igc.irk.ru **Иркутск, Институт земной коры СО РАН, amir@crust.irk.ru

В большинстве кимберлитовых полей Якутской провинции, исключая Далдынское, Алакитское и Верхнемунское, в трубках встречены ксенолиты траппов. В то же время многие кимберлитовые тела, в особенности в Алакитском поле, перекрыты трапповыми силлами. В Молодинском поле наблюдается обратная картина: кимберлитовые трубки прорывают трапповые силлы.

Пространственная совмещенность траппов и кимберлитов проявляется в двух в самых крупных провинциях мира – Южно-Африканской и Якутской. Известно, что трапповый магматизм развит в отрицательных структурах платформы; предполагается приуроченность крупных зон внедрения и излияния пермо-триасовых траппов к впадинам (7–12 км), устанавливаемым в западной части Сибирской платформы. Напротив, кимберлитовый вулканизм локализуется в областях поднятия или зон сочленения синеклиз. Распространение кимберлитов Якутской провинции ограничивается северо-восточной территорией платформы, в которой мощность чехла обычно не превышает 2.0–2.5 км. Тем не менее ряд кимберлитовых полей (Мало-Ботуобинское, Алакитское, Молодинское, нижнемезозойские поля) оказались совмещенными с краевыми зонами ареалов распространения траппов. При этом пластовые интрузии пермо-триасовых траппов оказали интенсивное динамическое и метасоматическое воздействие на кимберлитовые трубки.

Возраст внедрения траппов и кимберлитов из-за методических погрешностей скорее всего охватывает значительно более широкие промежутки времени, чем реальные. Например, формирование мощного плато базальтов Декана произошло в течение 0.5 млн лет. Геологические данные, палинологические определения сужают разброс значений возраста каждой из эпох внедрения кимберлитов до 10–15 млн лет. Также можно обнаружить, что со среднепалеозойской и раннемезозойской эпохами кимберлитового магматизма на Сибирской платформе коррелируют проявленные эпохи базитового. Базальты среднепалеозойского возраста (С₂–Д₁) восточной части платформы локализуются в пределах впадин (Ыгыатинской и др.) и в значительной части контролируются Вилюйско-Мархинской зоной разломов. Характерно, что разломы данной зоны, явившиеся подводящими каналами для трапповых интрузий, контролируют также кимберлитовый магматизм Мало-Ботуобинского поля.

Об особенностях взаимоотношений между кимберлитами и базитами можно судить по трубке Мир, которая на глубине 500–600 м прорывает долеритовый силл и в которой до глубины 1200 м прослежены ксенолиты базитов среднепалеозойского возраста. Время внедрения кимберлитов тр. Мир оценивается в 358±6 и 361.5 млн лет. Для базитов дается широкий разброс – от 316 до 418 млн лет; возраст внедрения большинства трапповых тел Вилюйско-Мархинской зоны оценивается более узким интервалом – в 320–376 млн лет. Таким образом, принимая во внимание взаимоотношения базитов с кимберлитами, можно сделать вывод об относительной близости возраста их внедрения. Среднепалеозойский базитовый магматизм опережал кимберлитовый, вероятно, не более чем на 10–20 млн лет.

Близкими по времени оказываются и проявления пермо-триасовых траппов и нижнемезозойских кимберлитов. Время траппового магматизма оценивается интервалом 250–200 млн лет; при этом предполагается, что наиболее интенсивно магматическая деятельность была выражена в период 235–220 млн лет. Интервал времени раннемезозойской эпохи кимберлитового магматизма предполагается в 225–210 млн лет. По широкой распространенности во всех раннемезозойских кимберлитовых трубках (Куронахского, Лучаканского, Дюкенского, Ары-Мастахского, Староречинского и Орто-Ыаргинского полей) базитовых ксенолитов, отождествляемых с



Рис. 1. Спайдер-диаграмма, иллюстрирующая сходство между кимберлитами Накынского поля, глиммеритом и К-щелочным базальтоидом. Заштрихованная область соответствует алмазоносным кимберлитам 1-го геохимического типа [2].

пермо-триасовыми туфами, платобазальтами и долеритами, кимберлитовый магматизм устанавливается как послетрапповый. И в этом случае трапповый магматизм опережает кимберлитовый ориентировочно на 10–20 млн лет.

Аналогичные временные корреляции с базитами характерны и для других кимберлитовых провинций мира. Так, возраст базальтов Параны оценивается в 122–133 млн лет, а кимберлитов – в 80–120 млн лет. Для Западной Африки характерны следующие датировки: внедрение даек долерита – 140–180 млн лет, кимберлитов – 92–140 млн лет. В Южной Африке появлению кимберлитов (80–140 млн лет) предшествовало внедрение лав щелочных базитов (140–151 млн лет).

Для выявления взаимоотношений «кимберлит–базит» более информативным является изучение диатремовых базальтоидов, проявляющих широкий спектр составов – от нормальной щелочности (натриевая серия) до К-щелочных лейцитсодержащих [1].

Ниже приведено сопоставление калиевых базальтоидов, глиммеритов и кимберлитов. среди которых особыми характеристиками отличаются кимберлиты Накынского поля. Калиевые базальтоиды из трубок Ан-446 (расположена между трубками Мир и Интернациональная) и Маар-Сиэнэ (р. Б. Ботуобуя) не имеют отчетливой формационной принадлежности и рассматриваются в качестве производных щелочных оливин-базальтовых магм, лампроитоподобных пород. Среди вкрапленников выявлены три генерации пироксенов, в т.ч. Сг-клинопироксен (Cr₂O₃ до 1.14 %), а также разупорядоченный санидин (Δ_r =0.22, степень триклинности Δ =0; рентгенометрия выполнена З.Ф. Ущаповской) и эпилейцит, представленный агрегатом КПШ и слюды. Глиммериты (или породы MARID-группы) встречены в кимберлите тр. Заполярная (Верхнемунское поле) в виде ксенолитов и состоят из Фл (35-40 %), ОПи (25-30 %), КПи (25 %) и бурой роговой обманки (15 %); SiO₂ − 47.85 %, K₂O − 2.09 %, Na₂O − 0.80 %); т.е. они соответствуют базитам калиевой серии; предполагается магматический генезис этих пород и родство с протокимберлитами. Их петрохимические особенности, например пород из тр. Удачная, демонстрируют сходство с составами оливиновых лампроитов Западной Австралии и слюдистых кимберлитов Южной Африки. Кимберлиты подразделяются на обогащенные некогерентными элементами и обеднённые, из Накынского поля; последние сопоставимы как с калиевыми вулканитами, так и с глиммеритами (рис. 1).

Для объяснения генезиса калиевых пород привлекается механизм магмометасоматоза [3], который вполне применим для объяснения генезиса К-вулканитов трубок Маар-Сиэнэ и Ан-446. Так, на рис. 2 отражен тренд I изменения состава пород при возможном метасоматозе



Рис. 2. Породы: 1 – кимберлит, 2 – кимпикрит, 3 – камафугит, 4 – оранжеит, 5 – альпикрит, 6 – оливиновый лампроит, 7 – лейцитовый лампроит [4], 8 и 9 – лапилли из Ан-446, 10 – санидин (тр. Маар-Сиэнэ), 11 – Маар-Сиэнэ (валовая проба); область А – базиты Вилюйско-Мархинского дай-кового пояса; точки – К-щелочные разности [5].

исходного базитового расплава К-носными флюидами, согласующийся с лампроитовой тенденцией в эволюции базальтоидов; тренд II направлен к составу Сг-клинопироксена (Zr/Nb – 33.6, Rb/Sr – 0.04). На рисунке видна также близость пород Ан-446 к составам лейцитовых лампроитов. Для сопоставления приведены составы широкого спектра К-пород (от кимберлитов до лейцитовых лампроитов), а также среднепалеозойских базитов разной щелочности (Накынское поле), среди которых К-щелочные разности (К₂O – 4–5 %) также демонстрируют лампроитовый тренд.

Таким образом, К-метасоматоз проявляется многранно в виде процессов преобразования («фенитизации») внутри- или околотрубочных пород, активно формирует («лампроитизирует») в магматическую стадию («магмометасоматоз») как базитовые (К-вулканиты, глиммериты), так и кимберлитовые расплавы [1]. В этой связи в первую очередь возникают проблемы «резервуара» калия и глубинности кимберлитовых очагов, поскольку высококалиевые расплавы генерируются выше алмазной фации глубинности [6]. Наиболее вероятным объяснением этого парадокса является привлечение механизма термофлюидизации протокимберлитового вещества при тектономагматической активизации корневых зон трапповых синеклиз [7].

- [1] Амиржанов А.А., Костровицкий С.И. К проблеме соотношения кимберлитового и базальтоидного магматизма (Якутская провинция) // Пробл. геох. эндог. процессов и окруж. среды: Материалы Всерос. научн. конф. – Иркутск, 2007. Т. 2. – С. 10–13.
- [2] Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. № 3. С. 350–371.
- [3] Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Генетические особенности богатых калием базитов // Петрология. 2002. № 1. С. 88–109.
- [4] *Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В.* Кимберлиты и конвергентные породы: формационные петрогеохимические критерии. – М.: ИМГРЭ, 2004. – 226 с.
- [5] Киселёв А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. 2006. № 6. С. 626–648.
- [6] Перчук Л.Л., Япаскурт В.О. Глубинные ультракалиевые жидкости // Геология и геофизика. 1998. № 12. С. 1756–1765.
- [7] Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаасс Г.С. Алмазопрогностика. Иркутск, 2001. 320 с.

ДЖЕЛТУЛАКСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА: ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

А.Б. Котов^{*}, В.П. Ковач^{*}, Б.-М. Джан^{**}, А.М. Ларин^{*}, С.Д. Великославинский^{*}, К.-Л. Ван^{**}, Х.-И. Чиу^{***}, С.-Л. Чан^{***}, Е.Б. Сальникова^{*}, А.А. Сорокин^{****}

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия PAH, abkotov-spb@mail.ru **Тайпей, Институт наук о Земле, Академия Синика, jahn@earth.sinica.edu.tw ***Тайпей, Национальный университет Тайваня, hychiu@ntu.edu.tw ****Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru

Джелтулакская шовная зона разделяет Джугджуро-Становой (ДСС) и Селенгино-Становой (ССС) супертеррейны Центрально-Азиатского подвижного пояса, расположенные в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона. По сейсмическим данным, она представляет собой серию субвертикальных тектонических швов, проникающих на глубину 50–55 км. В пределах этой зоны развиты метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации осадочные и вулканические породы джелтулакской серии, слагающие разобщенные тектонические клинья, которые обычно рассматриваются как троговые структуры.

Возраст и тектоническая позиция трогов джелтулакского типа до настоящего времени остаются предметом дискуссий. Они интерпретируются либо как реликты вулканогенно-осадочных комплексов интенсивно эродированного раннепротерозойского орогена [1], либо как аналоги впадин удоканского типа [2], либо как приразломные рифтогенные троги [3]. В тектонических реконструкциях последнего времени [4] в пределах Джелтулакской шовной зоны выделяются раннепротерозойская магматическая дуга и окраинно-морской комплекс.

Вариации значений Nd-модельного возраста ($T_{Nd}(DM)$) метаосадочных пород джелтулакской серии (1.8–2.8 млрд лет) явно указывают на два различных источника осадочного материала: древний (архейский) и молодой (постраннедокембрийский). Для детритовых цирконов из метаосадочных пород рассматриваемой серии получены конкордантные оценки возраста от 230–280 до 2500 млн лет (LA ICP-MS). При этом возраст гранитоидов, прорывающих джелтулакскую серию, составляет около 140 млн лет. Другими словами, возраст джелтулакской серии находится в интервале 140–230 млн лет, т.е. она имеет не раннепротерозойский, а мезозойский возраст.

Полученные данные подтверждают представление о том, что до раннего мела ДСС и ССС развивались автономно. С рубежа 160 млн лет начинает развиваться активная континентальная окраина Джелтулакского «миниокеана» (ответвление Монголо-Охотского океанского бассейна) и происходит формирование дифференцированных плутонов тукурингрского комплекса (155–145 млн лет). Следующее важнейшее эндогенное событие (140 млн лет) в истории ССС и ДСС связано с окончательным закрытием Монголо-Охотского океанского бассейна. Коллизия ССС, ДСС и Амурской микроплиты привела к высокоградному региональному метаморфизму, складчатости, формированию гранитов позднестанового комплекса и эксгумации высокоградных метаморфических комплексов. Завершение этого коллизионного события ознаменовалось крупномасштабным проявлением постколлизионного гранитоидного магматизма в интервале 110–130 млн лет.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00668, 10-05-00319, 10-05-00704) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. 309 с.
- [2] Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archaean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. – Amsterdam: Elsevier, 1994. – P. 411–459.
- [3] Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 455 с.
- [4] Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 68–82.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ (ФРАН) БАЗАЛЬТЫ ГОРНОГО АЛТАЯ: ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Н.Н. Крук, Е.А. Крук, И.В. Николаева, П.Д. Котлер

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

Рубеж среднего и позднего девона является переломным в эволюции юго-западной окраины Сибирского континента. В этот момент произошло отмирание линейных вулканических поясов, маркировавших существование протяженной активной континентальной окраины андского типа, обусловленной субдукцией океанической литосферы Объ-Зайсанского бассейна [1, **2 и др.**]. Интенсивная вулканическая активность в начале франа сменилась формированием небольших габбро-гранитных интрузий, ареалы которых обычно тяготеют к областям развития среднедевонского вулканизма. Спецификой этих серий является совмещение пород разных петрохимических типов: породы базитовой группы представлены известково-щелочными разностями нормального ряда, в то время как гранитоиды отвечают умеренно-щелочной и щелочной сериям [3-5]. Позже, в фамене, синхронно с активизацей сдвиговых деформаций в долгоживущих разломных зонах Горного Алтая, началось формирование крупных гранитоидных батолитов, сложенных низкотемпературными гранитоидами известково-щелочного и плюмазитового типов [5 и др.]. Эта последовательность магматизма маркировала смену характера активной континентальной окраины с субдукционного на трансформный [6, 7].

Проявления позднедевонского (франского) вулканизма крайне редки и до сих пор традиционно рассматривались в составе ранне-среднедевонских вулканических поясов. Однако проведенное авторами изучение бимодальной базальт-риолитовой ассоциации, выделенной в составе богучинской свиты франского возраста [8], показало резкое отличие ее образований от ранне-среднедевонских вулканитов активной континентальной окраины.

Изученный вулканический ареал находится в центральной части Ануйско-Чуйского прогиба, в нижнем течении р. Каракол, в районе населенных пунктов Богучи и Бичикту-Бом. Позднедевонские вулканогенно-осадочные отложения согласно перекрывают терригенные толщи позднего живета, слагая синклинальную структуру изометричной формы. В нижней части разреза свиты наблюдается серия потоков базальтов мощностью от 3 до 15 м. Снизу вверх по разрезу наблюдается смена темно-серых афировых базальтов скудно-порфировыми, затем плагиоклаз-порфировыми разностями. Кислые породы присутствуют в составе толщи в малых количествах. Они представлены риолитами, слагающими единичные субсогласные интрузивные тела, залегающие стратиграфически выше базальтов, а также дайки, секущие вулканогенно-осадочный разрез. Принадлежность кислых пород к рассматриваемой позднедевонской ассоциации проблематична и нуждается в дополнительном обосновании.

Химический состав базальтов характеризуется повышенной щелочностью при резком преобладании натрия над калием (до 4.6 мас. % Na₂O), повышенными содержаниями титана (TiO₂ повсеместно > 2 мас. % и до 5 мас. % в наиболее меланократовых разностях) и фосфора (до 1.9 мас. % P₂O₅). Редкоэлементный состав пород характеризуется резкой обогащенностью несовместимыми элементами, в том числе высокозарядными (Y – 30–35 г/т; Zr – 260–270 г/т; Nb – 45–48 г/т; Hf – 5.0–5.8 г/т; Ta – 2.8–3.3 г/т), редкоземельными (сумма P3Э 158–172 г/т) и радиоактивными (Th – до 3.8 г/т; U – до 1.2 г/т). Спектры распределения P3Э асимметричные с (La/Yb)_N=6.5–7.4 без аномалии по европию; на мультиэлементных диаграммах присутствуют максимумы по ниобию и танталу.

В целом петрохимические и редкоэлементные характеристики позднедевонских базальтов Горного Алтая близки к наблюдаемым во внутриплитных базальтах океанических островов. По составу описанные базальты резко отличаются как от более ранних (раннесреднедевонских) основных вулканитов активной континентальной окраины андского типа Горного Алтая [9–10], так и от более поздних (D₃-C₁) долеритов крупных дайковых поясов, широко распространенных в Горном и Рудном Алтае (в том числе прорывающих образования

описанного разреза).

Таким образом, в начале позднего девона в Горном Алтае проявился базитовый магматизм двух контрастных геохимических типов. К первому относятся низкотитанистые известково-щелочные габброиды нормального ряда с выраженными «надсубдукционными» геохимическими характеристиками, слагающие ранние фазы мелких габбро-гранитных интрузий. Представителями базитов второго типа, имеющими повышенную щелочность, высокие концентрации титана, фосфора и «внутриплитную» геохимию, являются базальты богучинской свиты и долериты караоюкского комплекса на юге Горного Алтая [11]. Такое сочетание мантийных источников часто наблюдается в крупных изверженных провинциях, однако в данном случае этот специфический магматизм маркировал начальную стадию формирования трансформной континентальной окраины.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП № 13 и Программа ОНЗ РАН 7.10).

- [1] *Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. – 1982. – № 1. – С. 44–59.
- [2] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-I. – СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000.
- [4] Крук Н.Н., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Тимкин В.И. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки проявления гранитоидного магматизма повышенной щелочности в Горном Алтае // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб.: ИП Каталкина, 2009. Т. 1. – С. 283–285.
- [5] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
- [6] Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтае-Саянской складчатой области (средний палеозой) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. Т. 1. – С. 273–275.
- [7] Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. – С. 32–37.
- [8] Геологическая карта СССР масштаба 1: 200000. Лист М-45-VIII. Серия Алтайская. М: Госгеолтехиздат, 1959.
- [9] Тикунов Ю.В. Геохимия девонского базальт-андезитового вулканизма западной части Горного Алтая // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 2. – С. 61–69.
- [10] Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А. и др. Петрология вулканических и плутонических пород Уймено-Лебедского ареала, Горный Алтай // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 548–568.
- [11] Говердовский В.А. Геодинамическая позиция среднепалеозойских базитовых серий Алтая (на примере караоюкского и теректинского комплексов) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 2. С. 212–221.

ДАННЫЕ О РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ВОЗРАСТЕ МОЛАСС БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ВРЕМЕННЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПРОТОУРАЛЬСКО-ТИМАНСКОЙ КОЛЛИЗИИ

Н.Б. Кузнецов*, А.В. Шацилло**

*Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru **Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

Наиболее крупным элементом южно-уральского сегмента Центрально-Уральского поднятия (почти непрерывной цепочки структур, сложенных доордовикскими, преимущественно позднедокембрийскими, образованиями) является Башкирское поднятие (БП). Ширина его достигает 100 км, длина – 330 км. На севере, западе и юге БП граничит со структурами, сложенными уралидами (палеозойскими комплексами) Западно-Уральской мегазоны. На востоке БП по Зюраткульскому разлому граничит со структурами поднятия Уралтау, в строении которого участвуют неравномерно дислоцированные и метаморфизованные палеозойские и допалеозойские образования.

Доордовикские образования БП характеризуются отчетливым двучленным строением. Нижние горизонты представлены раннедокембрийским гнейсово-амфиболитовым комплексом, породы которого содержат реликты гранулитовых минеральных парагенезов. Этот комплекс обнажен на севере поднятия, в Тараташском районе – в ядре крупной одноименной антиклинорной структуры. Необходимо отметить, что это единственный выступ на дневную поверхность комплексов восточной части древнего остова ВЕП (Балтики). Верхний элемент строения доордовикских образований БП представлен комплексом терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных и реже вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, суммарной мощностью до 12-15 км. Примечательно, что залегает он на тараташском комплексе стратиграфически, с отчетливо выраженным структурным несогласием. Нижняя, большая, часть этого комплекса представляет собой типовой (стратотипический) разрез рифейской системы [8], верхняя, характеризующаяся суммарной мощностью до 1500 м [7 и ссылки в этой работе], в соответствии с [9] считается поздневендской. В совокупности эти образования выделяются как ашинская серия, состоящая из сменяющих друг друга в вертикальной последовательности бакеевской, урюкской, басинской, куккараукской и зиганской свит, сложенных чередованием алевролитов, песчаников и конгломератов аркозового и полимиктового состава. Ашинская серия залегает на рифейских образованиях с параллельным стратиграфическим несогласием и таким же образом перекрыта палеозойскими образованиями, разрез которых на западе поднятия начинается с девона, а на юге – со среднего ордовика. В палеотектоническом смысле обломочные образования ашинской серии определенно являются молассой [7 и ссылки в этой работе]. Интерпретация ашинской серии как типичной молассы, сформировавшейся в результате тиманской (по [7]) или протоуральско-тиманской (по [4, 10]) орогении, и датирование этого обломочного комплекса поздним вендом ограничивают время начала тиманской (или протоуральско-тиманской) коллизии рубежом раннего и позднего венда.

Однако возраст ашинской серии недостаточно обоснован. Так, в работе [5] отмечено, что Н.С. Шатский считал эти образования докембрийскими, а Б.М. Келлер – кембрийскими. А.И. Олли высказывал аргументы в пользу ордовикского возраста тех образований, которые включаются в ашинскую серию, а С.М. Домрачев полагал, что хотя бы верхняя часть разреза этих отложений относится к девону. В работах Ю.Р. Беккера описаны находки в породах ашинской серии эдиакарской фауны и следов их жизнедеятельности, подтверждающие вендский возраст этих отложений [2, 3].

В последнее десятилетие появились новые геологические данные, указывающие на раннепалезойский возраст пород ашинской серии. Перечислим их.

1. В пробах из песчаников куккараукской свиты выявлены кластогенные цирконы, возраст которых достигает 512 млн лет [11], т.е. кембрийский (!).



Микрофотографии ракуши беззамковых брахиопод из линз существенно кварцеобломочных песчаников, расслаивающих куккараукские конгломераты.

2. В куккараукской свите содержится гранитная галька с Ar-Ar возрастом по микроклину 530–550 млн лет [9].

3. В работе [7] отмечено, что Е.В. Чибрикова сообщала о находках в породах ашинской серии скелетокодонтоподобных остатков.

4. А.В. Маслов с соавторами [6] со ссылкой на исследования 2004 г. Д.В. Гражданкина отмечают, что в отложениях самой верхней части зиганской свиты в верховьях р. Аскын обнаружены «следы нижнекембрийского облика».

5. В 2009 г. в результате палеомагнитного изучения пород басинской свиты было показано, что намагниченность в них может вполне надежно рассматриваться как первичная, а вычисленный по этим данным палеополюс соответствует палеополюсу Балтики для конца ордовика – начала силура [1].

Летом 2009 г. нами в тяжелой фракции (> 2.8 г.куб/см) красных существенно кварцеобломочных песчаников (начальный вес пробы ~ 1 кг), слагающих линзы среди доминирующих в разрезе куккараукской свиты конгломератов, образующих крупные (высотой более 20 м) скальные обнажения на правом борту долины ручья Куккараук, рядом с памятником природы «Водопад Куккараук» (стратотипический разрез куккараукской свиты), были обнаружены многочисленные (более 50) обломки фосфатных раковин беззамковых брахиопод (рисунок). Ознакомившись с подборкой микрофотографий этих обломков и несколькими их изображениями, полученными с использованием сканирующего электронного микроскопа, Л.Е. Попов заключил (устное сообщение), что эти фрагменты раковин принадлежат представителям беззамковых брахиопод семейства Obolidae (Family OBOLIDAE King, 1846). Раковинные брахиоподы появляются с ботомского века раннего кембрия, но в нижнем кембрии они мелкие, а брахиоподы, которым принадлежит настоящая ракуша, появляются только со среднего кембрия. Таким образом, куккараукская свита не может быть древнее среднего кембрия, а хорошо представленный на западе Южного Урала молассовый комплекс – ашинская серия – сформировался не в венде, а в начале палеозоя. Следовательно, нет оснований полагать, что протоуральско-тиманская (тиманская – по В.Н. Пучкову) орогения (коллизия) началась перед поздним вендом.

[1] Баженов М.Л., Голованова И.В., Дануколов К.Н. и др. Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегаантиклинория, Южный Урал: предварительные результаты // Палеомагне-

тизм и магнетизм горных пород. – Борок, 2009. – С. 5.

- [2] Беккер Ю.Р. Открытие эдиакарской фауны в кровле венда Южного Урала // Региональная геология и металлогения. № 5. Л.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 111–131.
- [3] Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
- [4] Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Формирование доордовикских гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций Североуральско-Тимано-Печорского региона и протоуральская эволюция северо-восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 2005. Т. 2. – С. 158–200.
- [5] Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982.
- [6] Маслов А.В., Ишерская М.В., Оловянишников В.Г., Подковыров В.Н., Гареев Э.З. Литофациальные комплексы в разрезах венда востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. – Уфа: «ДизайнПолиграфСервис», 2006. – С. 79–82.
- [7] Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: «ДизайнПолиграфСервис», 2010. – 280 с.
- [8] Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
- [9] Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A. et al. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // Geologische Rundschau. 1999. V. 87, № 4. P. 515–525.
- [10] Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. – 2010. – V. 17, № 2–3. – P. 583–601. – doi:10.1016/j.gr.2009.08.005.
- [11] Willner A.P., Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // Precambrian Res. – 2003. – V. 124. – P. 1–20.

САРХОЙСКАЯ СЕРИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА: РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ (~770–800 МЛН ЛЕТ) АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

А.Б. Кузьмичев*, А.Н. Ларионов**

*Москва, Геологический институт РАН, kuzmich@ilran.ru ** Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Alexander_Larionov@vsegei.ru

Сархойская серия – одно из наиболее известных стратиграфических подразделений в юго-восточной части Восточного Саяна. Она сложена цветными породами, среди которых преобладают кислые вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Такой состав позволяет уверенно картировать серию и выделять одновозрастные образования на прилегающих территориях (дархатская серия в Западном Прихубсугулье, дзабханская серия в Центральной Монголии). Породы сархойской серии и ее аналогов слагают протяженный вулканический пояс в составе Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов (микроконтинентов). Геодинамическая обстановка магматизма и возраст вулканитов этого пояса на протяжении долгого времени остаются предметом дискуссий.

Ю.П. Бутов, А.А. Терлеев, А.А. Постников, А.А. Федотова, Е.В. Хаин и другие геологи, изучавшие сархойскую серию, определяют ее возраст как ордовикский на основании сомнительных палеонтологических находок и структурных соображений. А.Б. Кузьмичев, Т.Н. Хераскова, С.Г. Самыгин и некоторые другие считают, что серия имеет довендский возраст, на основании геологических наблюдений. Различным образом определяется также роль и место вулканитов и сопутствующих осадочных пород в геологической истории региона. В первом случае вулканиты могут рассматриваться как комагматы интенсивного посторогенного гранитного магматизма, охватившего в ордовике юго-западное складчатое обрамление Сибирской платформы. Во втором случае сархойский вулканический пояс логично вписывается в неопротерозойскую тектоническую зональность и вулканиты могут быть интерпретированы как проявления надсубдукционного магматизма в активной континентальной окраине.

Сархойская серия сложена преимущественно наземными породами. Отчетливо картируются три толщи. Нижняя сложена пестроцветными полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, переходящими в конгломераты и алевролиты (до 2 км). В средней толще преобладают туфы дацитового, андезитового и базальтового состава, окрашенные в зеленоватые тона (до 550 м). Выше залегает игнимбритовая толща, сложенная отложениями пепловых потоков риолитового состава, как спекшихся так и неспекшихся, обломочными туфами и туффитами (до 1.2 км). Состав, последовательность и фациальные особенности проявлений вулканизма демонстрируют очевидное сходство с вулканическими ассоциациями активных континентальных окраин. Этот вывод подтверждается геохимическими данными, указывающими на надсубдукционные характеристики пород, и изотопными данными, свидетельствующими об участии раннедокембрийской континентальной коры в их формировании.

Результаты U-Pb датирования сархойских вулканитов по цирконам (SHRIMP) позволяют окончательно закрыть дискуссию о возрасте сархойской серии. Возраст игнимбрита нижней части разреза игнимбритовой толщи в истоках р. Забит (стратотипическая местность сархойской серии) оказался равным 782±11 млн лет (конкордантный кластер из 8 анализов). Сходный результат дало датирование вулканитов дзабханской серии [1]. Плутонические аналоги вулканитов представлены тоналитами-трондьемитами сумсунурского комплекса, локализованными в Гарганской глыбе. Одновозрастные гранитоиды обнаружены недавно и в других частях Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов (данные И.А. Козакова и В.В. Ярмолюка). Результаты U-Pb изотопного анализа цирконов являются вполне надежными и не оставляют никаких шансов на то, что сархойская серия может оказаться палеозойской. Этот вывод важен для понимания тектоники ЮЗ складчатого обрамления Сибирской платформы.

Зарегистрированная геологическая история сархойской активной окраины охватывает интервал 805–770 млн лет. Западнее этой окраины (в современных координатах) накапливалась примыкавшая к ней Окинская аккреционная призма [2]. Еще западнее, в пределах Палеоазиатского океана, располагалась автономная Шишхидская островная дуга [3]. Все перечисленные структуры развивались в относительно узком возрастном интервале, который вряд ли выходил за пределы 805–750 млн лет. То есть отрезок неопротерозойской истории докембрийских массивов юга Сибири в интервале 750–600 млн лет не представлен в известной нам геологической летописи и нет никаких данных, чтобы судить о том, что происходило здесь в это время.

Сархойский-Дзабханский вулканический пояс, протяженностью около 1.5 тыс. км, маркирует фрагмент неопротерозойской активной континентальной окраины, который в современной структуре отчленен от материнского континента. Одновозрастные аналоги перечисленных структурных элементов могут быть намечены в пределах Енисейского кряжа и Байкало-Муйского пояса. Это позволяет предложить Сибирский кратон в качестве материнского континента для Тувино-Монгольского и Дзабханского докембрийских блоков, но не исключает и их экзотического происхождения.

- Levashova N.M., Kalygin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from Paleomagnetism and Geochronology // Tectonophysics. – 2010. – V. 485. – P. 306–320.
- [2] Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E. The Oka belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): A Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto belt? // Island Arc. – 2007. – V. 16. – P. 224–242.
- [3] Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W. The Shishkhid ophiolite, Northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in Central Asia // Precambrian Research. – 2005. – V. 138. – P. 125–150.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ ЗОНЫ КОНЦЕНТРИРОВАННОЙ ДЕФОРМАЦИИ В СТРУКТУРЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, m_leonov@ginras.ru

В структуре подвижных поясов и платформ выделяются узкие (шириной в первые километры) и протяженные (до нескольких сотен километров) зоны с очень сложным внутренним тектоническим строением и интенсивной вещественной переработкой горных масс, ограниченные с обоих бортов разломами типа сдвигов и взбросо-сдвигов. Соседствующие с ними области обычно деформированы в гораздо меньшей степени. Мы именуем их «зоны концентрированной деформации» (high-strain shear zones). Широко известны зоны концентрированной деформации, которые сопровождаются выходами пород офиолитовой ассоциации, интерпретируемые как зоны коллизии литосферных плит. Они отражают геодинамику «межплитных» процессов. В пределах подвижных поясов и платформ также выявлены подобные линейные зоны с напряженной внутренней структурой, но для них породы офиолитовой ассоциации не характерны. Эта категория структур в свое время была описана под наименованием «безофиолитовые коллизионные швы» [1]. Их наличие отражает особенности «внутриплитной» геодинамики (и для палеоокеанических, и для континентальных плит). Оба эти понятия – «зоны концентрированной деформации» и «внутриплитные безофиолитовые швы» - практически идентичны. Но в первом случае подчеркиваются особенности внутренней структуры этих зон, во втором - их геодинамическая сущность. Структура этих зон весьма специфична, что нашло отражение в их наименованиях: «структуры цветка» (flower structures) или «структуры пальмового дерева» (palm-tree structures). Изучению механизмов формирования подобного типа структур в последние годы много внимания уделяли Ю.А. Морозов, который связывает их возникновение с режимом транспрессии [2, 3], Л.М. Расцветаев, предложивший для объяснения происхождения сходных структур механизм «содвига» [5], М.Л. Сомин, определивший их как структуры «аркадного» типа [6]. Проведено и физическое моделирование подобных структур (например [3]).



Рис. 1. Внутриплитные зоны концентрированной деформации (вид из космоса). Вверху – зона Байбичетоо (Срединный Тянь-Шань); внизу – Гобийский Алтай (Монголия).



Рис. 2. Примеры строения внутриплитных зон концентрированной деформации (структур «цветка» или «пальмового дерева»).

Вверху: Северо-Карельская зона (Балтийский щит); внизу: *А* – предрифские гряды (Северная Африка); *Б* – Предкавказский прогиб, *В* – Известняковый кряж (Северная Африка); *Г* – Нуратау-Курганакская зона (Южный Тянь-Шань).

В настоящее время накопился большой объем нового фактического материала, который позволяет объединить оба эти понятия в одно – «внутриплитные зоны концентрированной деформации» (в дальнейшем ЗКД) – и рассматривать их в качестве особой формы геоструктур, которые играют значительную роль в тектогенезе подвижных поясов, молодых и древних платформ. Их особая роль подчеркивается не только особенностями их внутренней структуры и пространственного расположения. Она состоит также и в том, что они в известной мере определяют внутреннюю делимость литосферы, уменьшая ее относительную жесткость. Однажды возникнув, эта делимость становится важным фактором, контролирующим многие закономерности проявления структурообразующих и геодинамических процессов.

Внутриплитные ЗКД представляют собой отчетливо выраженные на поверхности Земли (рис. 1) пояса, в пределах которых происходит геодинамическое взаимодействие (чаще всего транспрессивное) отдельных доменов земной коры и литосферы в целом. И они являются концентраторами (вероятно, не единственными, но, как правило, весьма значимыми) внутриплитных деформаций. К ним относятся: (а) молодые структуры (преимущественно кайнозойские и современные), активные в новейшую эпоху; (б) швы древнего заложения, такие, как ЗКД в пределах докембрийского Карельского массива (Балтийский щит) или палеозойские сутурные зоны Тянь-Шаня, активизированные в мезозое и кайнозое. Выделены различные типы ЗКД, в зависимости от способа их заложения, глубинности и характера эволюции, а именно: 1 – изначально заложившиеся в виде разломов с горизонтальной составляющей движения (сдвигов) или зон объемного сдвигового течения; 2 – сформированные на месте областей прогибания (палеобассейнов) за счет содвига (сплющивания) и последующего сдвигового течения; 3 – отражающие спонтанно возникающую делимость коры и литосферы, развивающуюся в областях структурно-реологической дисгармонии корового слоя. В конечном результате формируются специфические структуры, которые получили в литературе название «структуры цветка» или «структуры пальмового дерева», которые на основании общей морфологии могут быть «синклинорными» и «антиклинорными». Морфоструктуры рассматриваемого типа характерны для различных внутриплитных геодинамических обстановок (рис. 2): собственно внутриплитных, окраинно-континентальных, передовых прогибов, внутрибассейновых поднятий. Выявлена стадийность формирования этих структур в условиях смены режима растяжения со сдвигом (транстенсии) на режим сжатия со сдвигом (транспрессии). На начальных этапах в результате растяжения, осуществляемого в режиме сдвигового течения, формируются сопряженные рифтогенные структуры или бассейны типа пулл-апарт. В последующем, при смене режима транстенсии на режим транспрессии, эти структуры трансформируются в структуры цветка.

В основе образования внутриплитных зон концентрированной деформации лежит, вероятно, связь реологической неоднородности и анизотропии механических свойств коры с внешним полем напряжений и латентной энергией, заключенной в пределах объема горных масс деформируемой зоны [4]. Наличие ЗКД свидетельствует, что привычное представление о жесткости и единстве литосферных плит справедливо лишь в первом приближении. На самом деле – это ансамбль коровых и литосферных объемов, обладающих известной геодинамической автономностью, а ЗКД – некие рельсы, определяющие структурное развитие единого деформируемого мегаобъема.

- [1] *Леонов М.Г.* Безофиолитовые коллизионные швы // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 8.
- [2] Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 1999. № 2. С. 37–50.
- [3] *Морозов Ю.А., Гептнер Т.М.* Природные и экспериментальные примеры структурных ансамблей, возникающих в тектонических режимах транспрессии и транстенсии // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы симпозиума. М.: ГЕОС, 1997. С. 219–258.
- [4] Понамарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 386 с.
- [5] Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы и ансамбли коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы симпозиума. М.: Научный мир, 1997. С. 120–122.
- [6] Сомин М.Л. Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 254–356.

ПОЛОЖЕНИЕ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

Е.Ф. Летникова*, А.Б. Кузнецов**, С.В. Школьник***, Л.З. Резницкий***, Г.В. Константинова**, С.В. Вещева***, Т.Л. Турченко**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, efletnik@uiggm.nsc.ru **Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН ***Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В венде-кембрии в пределах Палеоазиатского океана были широко проявлены процессы накопления марганца, вплоть до образования крупных месторождений. Концентрирование этого элемента происходило в кремнисто-карбонатных толщах мощных осадочно-вулканогенных серий. В восточной части палеоокеана, таким образом, было сформировано несколько рудопроявлений (Слюдянское, Цаган-Забинское, Итанцинское и др.) и Подикатское месторождение марганца, с содержаниями этого элемента до 36 %. Хемогенное накопление этих руд происходило в осадочных бассейнах при активном участии гидротермальных растворов. В настоящий момент в результате неоднократных покровно-складчатых процессов восстановить расположение марганценосных бассейнов, как и гидротермальных полей, к которым они приурочены, не представляется возможным ввиду их тектонической разобщенности. Следует отметить и различную степень метаморфизма данных руд – от практических неизмененных до гондитов.

Для рудоносных осадков в зонах современной гидротермальной активности на дне океанов характерно присутствие положительной аномалии Еu и вариации в поведении Сe, специфичный набор редких и рассеянных элементов, а также положительные значения ε_{Nd} [1–3]. Все это позволяет нам предпринять попытку определения местоположения известных марганцевых рудопроявлений и месторождений восточного сегмента Палеоазиатского океана и их близости к гидротермальным источникам в момент формирования.

Изучение образцов, отобранных в пределах перечисленных рудопроявлений и месторождения, показало некоторое различие минерального состава вмещающих пород. Кроме марганецсодержащих минералов, в породах Слюдянского рудопроявления присутствуют кремнистые минералы и полевые шпаты, в Цаган-Забинском рудопроявлении – главным образом кальцит, в Итанцинском рудопроявлении – кварц, хлорит и слюды, в Подикатском месторождении – амфиболы (пьемонтитом?) с примесью кварца. При этом разнообразие в составе сопутствуюцих минералов не повлияло на характер распределения РЗЭ. Для всех марганцевых руд вне зависимости от степени метаморфизма типична ярко выраженная положительная Еu аномалия и вариации в поведении церия – положительная, отрицательная аномалии или ее отсутствие. Изученные марганцевые руды характеризуются высокими концентрациями хрома, никеля, кобальта, бария и других элементов, типичных для гидротерм, приуроченных к гидротермальным полям задуговых бассейнов.

Марганцевые руды с алюмосиликатной примесью Слюдянского и Итанцинского проявлений обогащены Sm и Nd по сравнению с рудами из кремнистых разностей этих же проявлений, соответственно 3.1–7.3 мкг/г и 14.7–33.7 мкг/г против 1.8–1.9 мкг/г и 9.0–9.5 мкг/г. Марганцево-карбонатные руды Цаган-Забинского проявления и кремнисто-силикатные руды Подикатского месторождения обеднены Sm и Nd, 1.2–3.6 мкг/г и 4.8–14.9 мкг/г. Значения $\varepsilon_{Nd}(500 \text{ млн лет})$ в марганцевых породах Слюдянского рудопроявления варьируются от –6.5 до –7.9, Цаган-Забинского – от +1.0 до –3.8, Итанцинского – от –8.2 до –9.2, а в Подикатском месторождении – от –4.9 до –5.6. Значения модельного возраста T_{DM} , рассчитанные для марганцевых пород Слюдянского и Итанцинского рудопроявлений и Подикатского месторождения, ограничены рамками 1.8–2.2 млрд лет. Марганцевые породы Цаган-Забинского рудопроявления отличаются более молодыми значениями T_{DM} – в пределах 1.4–1.7 млрд лет, что отражает больший вклад молодой ювенильной коры.

Перечисленные характеристики указывают на то, что отложение марганцевых руд Цаган-Забинского рудопроявления происходило в непосредственной близости от гидротермального источника. Этому не противоречат Rb-Sr характеристики, которые показывают, что отношение ${}^{87}\mathrm{Sr}/{}^{86}\mathrm{Sr}$ в марганценосных осадках было ниже, чем в морской воде венд-кембрийского океана, 0.7062–0.7082 против 0.7070–0.7092.

В отличие от этого, накопление марганцевых осадков других рудных полей было несколько удалено от действующих гидротермальных источников и приближено к области разгрузки континентальной коры, которой в венде-кембрии могла быть близлежащая Сибирская платформа. При этом по степени удаления от гидротермальных источников рассматриваемые объекты можно расположить в следующем порядке: Подикатское месторождение – Слюдянское рудопроявление – Итанцинское рудопроявление.

В поле распространения карбонатных пород икатской серии, к которой приурочено осадочно-вулканогенное Подикатское месторождение, дополнительно были изучены метасоматические карбонатные породы, сложенные доломитом и включающие эпигенетический микроклин. Эти породы обогащены Ве до 150 г/т и Рb до 550 г/т. По сравнению с марганцевыми рудами вторичные карбонаты значительно обогащены Sm (до 15 г/т), Nd (до 53 г/т) и Rb (до 9.1 г/т). Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в метасоматических доломитах заметно выше, чем в марганцевых рудах: 0.7083–0.7090 против 0.7062–0.7082, а значения ε_{Nd} (500 млн лет), наоборот, ниже: –7.8... –8.1 против –4.9...–5.6. Все это указывает на то, что метасоматические карбонаты отлагались при участии корового флюида, который, вероятно, не затронул первичные марганцевые осадки.

Таким образом, данные геохимических и изотопных (Sm-Nd и Rb-Sr) исследований осадочных и метаморфизованных марганцевых руд, залегающих в современных складчатых поясах юга Сибири, показали информативность при реконструкции гидротермальных полей в пределах древних океанов. Это исследование является первым шагом в изучении Sm-Nd систематики хемоорганогенных пород и марганцевых руд на территории России и соответствует уровню аналогичных работ, проводимых в мировой практике в последнее десятилетие.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-05-01030 и 09-05-12004-офи_м), Президиума СО РАН (проект № 19), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и научных школ (НШ-4496.2006.5).

[1] Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. – М.: Наука, 2006. – 360 с.

[2] Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

[3] Гуревич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. – 337 с.

РЯБИНОВСКИЙ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВЫЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ И ЕГО СОПОСТАВЛЕНИЕ С ИЗВЕСТНЫМ МЕДНО-ЗОЛОТО-ПОРФИРОВЫМ ТИПОМ ОРУДЕНЕНИЯ

С.В. Лукашенко*, Г.Н. Пилипенко**

*Москва, Геологический институт РАН, skylove111@mail.ru **Москва, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе

Месторождения, относимые к порфировому типу, обладают рядом характерных особенностей, позволяющих выделять их в отдельную группу [1]. В связи с тем, что к этой группе принадлежит ряд крупнейших месторождений мира, прежде всего меди и молибдена, содержащих попутное золото, отнесение к ней иных месторождений представляет большой интерес. Среди последних присутствуют месторождения рябиновского типа, выявленные в Центрально-Алданском районе [2, 3].

Отметим главные свойства месторождений порфирового типа.

1. Их приуроченность к крупным вулканоплутоническим поясам Земли (Тихоокеанскому, Среднеземноморскому, Казахстано-Монгольскому).

2. Основными промышленными компонентами руд этих месторождений являются медь и молибден. Золото в них является попутным компонентом.

3. Большие размеры этих месторождений и их рудных тел связаны с прожилково-вкрапленным характером их «крупнообъемного» оруденения, не имеющего видимых границ и оконтуриваемого по содержаниям основных компонентов комплексных руд. Характерной является выдержанность их оруденения на большие глубины.

4. Присутствует четкая связь оруденения с близповерхностными многофазными порфировыми интрузивами гранитоидного и андезитоидного рядов. Характерной является локализация оруденения внутри этих интрузивных массивов.

5. В составе оруденения присутствует кварц, серицит, ортоклаз, биотит, а также карбонаты, сульфиды, глинистые минералы, цеолиты, причем в их распределении наблюдается определенная зональность, оруденение является прожилково-вкрапленным штокверковым.

6. Характерно наличие среди рудовмещающих магматических пород эруптивных брекчий, свидетельствующих о близком присутствии малоглубинных магматических очагов.

Проведем сопоставление проявления на изучаемых нами на Центральном Алдане месторождениях рябиновского типа вышеперечисленных признаков, характерных для известных месторождений порфирового типа.

По двум признакам наблюдается существенное различие сравниваемых месторождений. Алданские месторождения находятся в пределах одноименного щита и приурочены к Центрально-Алданскому центру сравнительно локального проявления на нем процессов мезозойской тектономагматической активизации [4]. Единственным промышленным компонентом руд является золото (с серебром), содержания меди и молибдена в рудных телах не превышают первых 0.0n %. По следующим трем признакам в сравниваемых месторождениях есть черты сходства и различия. Сходство заключается в «крупнообъемном» типе их оруденения, не имеющего видимых границ, но относящегося не к прожилково-вкрапленному, а к метасоматически вкрапленному типу. Роль золотосульфидной прожилковой минерализации незначительна. Отнесение его к штокверковому типу невозможно.

Месторождения Алдана так же тесно связаны с близповерхностными многофазными, в том числе четко порфировыми, интрузиями, которые, однако, относятся к субщелочному комплексу этапа активизации щита.

В минералогическом составе оруденения сравниваемых групп есть черты сходства, но оно является монометалльным, собственно золоторудным. Зональность минерализации не выявлена. Наконец, последний признак – присутствие эруптивных брекчий – проявлен четко: в составе обломков этих брекчий обнаруживаются как мезозойские интрузивные породы более ранних фаз внедрения, так и вмещающие интрузии фенитизированные архейские породы субстрата.

На основе этих данных можно заключить, что описываемые золоторудные месторождения Алдана принадлежат к порфировому семейству, но не относятся к его золото-медномолибденовой группе, а являются одним из первых представителей особой собственно золотопорфировой группы, которая имеет свои прогнозно-поисковые признаки. Рябиновский тип золоторудных месторождений является особым и не соответствует ни одному геолого-промышленному типу в современной классификации и, следовательно, может быть выделен отдельно.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-00546) и госконтракта № 02.740.11.0321.

- [1] *Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А.* Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. М.: НИА-Природа, 1999. 219 с.
- [2] *Дворник Г.П.* Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. 2009. № 2. С. 56–66.
- [3] Дворник Г.П. Элементы вертикальной зональности в распределении золото-порфирового оруденения в вулканоплутонических комплексах Центрально-Алданского района // Литосфера. 2009. № 4. С. 104–107.
- [4] Кочетков. А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 7. С. 850–864.

ПЛАГИОГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОФИОЛИТОВ (ПЕНЖИНСКИЙ РАЙОН, П-ОВ КАМЧАТСКИЙ МЫС, П-ОВ ТАЙГОНОС)

М.В. Лучицкая

Москва, Геологический институт РАН, luchitskaya@ginras.ru

Согласно Дж.В. Шервэ, известково-щелочной магматизм кислого состава характерен для «зрелой» стадии эволюции офиолитов, формирующихся в преддуговой или интрадуговой обстановке [1]. Тем не менее многие вопросы, касающиеся генезиса плагиогранитных комплексов офиолитов, их геохимической специализации и геодинамической обстановки формирования остаются нерешенными. Представляются данные по структурному положению, особенностям состава и петрогенезису плагиогранитных комплексов мезозойских надсубдукционных офиолитов Пенжинского р-на, п-ова Камчатский мыс, п-ова Тайгонос.

В Пенжинском районе Корякии Куюльский офиолитовый террейн представляет собой гигантский серпентинитовый меланж. Наиболее полный офиолитовый разрез реконструируется в Ганкуваямской пластине: 1) гарцбургиты и серпентиниты по дунитам; 2) габбро-троктолитверлитовый комплекс и изотропное Hb габбро; 3) плагиограниты; 4) дайковый комплекс, дифференцированный от базальтов до дацитов; 5) лавовый комплекс, также дифференцированный от базальтов до дацитов [2]. Возраст офиолитов устанавливается на основании наличия $J_2b-J_3^{-1}$ радиолярий в кремнях из межподушечных пространств базальтов [3] и J₃ U-Pb SHRIMP данных по цирконам из плагиогранитов [4]. Офиолиты Ганкуваямской пластины рассматриваются как надсубдукционные [5]. Плагиограниты образуют пластину между массивным габбро и комплексом параллельных даек и в верхней части содержат фрагменты даек. На Ab-An-Or диаграмме породы кислого состава попадают в поля тоналитов и трондьемитов. Низкие содержания калия сближают их с «океаническими» плагиогранитами. На диаграммах Харкера плагиограниты, дайки среднего-кислого состава и изотропное габбро образуют единые тренды. Спектры РЗЭ слегка обогащены ЛРЗЭ, почти горизонтальны в области ТРЗЭ и имеют четкую отрицательную Еи-аномалию. Отмечается их сходство с аналогичными спектрами плагиогранитов офиолитов Семайл. Сходство спектров РЗЭ плагиогранитов, дацитов, андезитов и базальтов дайкового комплекса предполагает когенетичность пород. Плагиограниты располагаются в области плутонических и вулканических пород зон субдукции на диаграмме (Nb/Zr)n-Zr и в области гранитов океанических хребтов (ГОХ) на диаграмме Дж. Пирса с соавторами. Низкие отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7036-0.7046 и значения ¹⁸O=+8.3 % указывают на мантийное происхождение родоначальных магм. Плагиограниты, возможно, образовались за счет фракционной кристаллизации габброидной магмы в обстановке над зоной субдукции.

Мz офиолиты представлены на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос в составе аккреционного комплекса мыса Поворотный (Береговой террейн). Плагиограниты образуют жилы в габбро-диабазах из блоков Главного меланжа. Точки составов располагаются в полях трондьемитов и тоналитов на диаграмме Ab-An-Or. Плагиограниты являются низкоглиноземистыми, низкокалиевыми породами, имеют низкие K/Rb отношения и относительно высокие содержаниия Ү. Содержания Rb и Zr в плагиогранитах близки к таковым из тоналитов COX 2-3°с.ш. Спектры РЗЭ слегка обогащены ЛРЗЭ и имеют четкую отрицательную Еu-аномалию. Возрастание суммарного содержания РЗЭ от габбро-диабазов к плагиогранитам и сходство их спектров распределения предполагает когенетичность пород. Сопоставление спайдерграмм плагиогранитов мыса Поворотный и таковых для плагиогранитов Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд, показывает их сходство; все спектры характеризуются отрицательными аномалиями Та и Ті, указывающими на надсубдукционное происхождение. РЗЭ спектры плагиогранитов из офиолитов Максад, Оман, которые рассматриваются авторами [6] как возникшие в срединноокеаническом хребте, отличаются от плагиогранитов мыса Поворотный. Последние могли образоваться в результате анатексиса габброидов или фракционной кристаллизации мафической магмы. Сходство спектров распределения габбро-диабазов и плагиогранитов и постепенное возрастание содержаний РЗЭ от габбро к плагиогранитам поддерживают вариант фракционной кристаллизации. Отрицательные аномалии Та, Nb, Ti указывают на надсубдукционный генезис плагиогранитов.

П-ов Камчатский мыс представляет собой композитный террейн, аккретированный в кайнозойское время. Он имеет сложную складчато-надвиговую структуру, включающую вулканические, терригенные и вулканогенно-осадочные породы К и Pg₁₋₂ возраста и тектонические пластины серпентинитового меланжа, габброидов и ультрамафитов. Плагиограниты относятся к надсубдукционному офиолитовому комплексу, состоящему из сильно деплетированных перидотитов и габбро, ассоциирующих с островодужными толеитами, бонинитами и высокоглиноземистыми базальтами [7]. Они образуют сеть фил и дайкообразных тел в габброидах и содержат их ксенолиты. U-Pb SHRIMP датирование цирконов указывает на кампанский возраст офиолитов 74.7±1.8 m.a. [8]. Породы кислого состава располагаются в поле трондьемитов на диаграмме Ab–An–Or. Их спайдерграммы, нормированные на ГОХ, характеризуются содержаниями литофильных элементов на уровне ГОХ, деплетированы высокозарядными элементами, отмечаются Ta, Nb, Zr минимумы. Эти черты указывают на надсубдукционное происхождение плагиогранитов. Они характеризуются нефракционированными спектрами РЗЭ с низким суммарным содержанием РЗЭ около 10 хондритовых, немногим выше, чем в габброидах. Геохимическое моделирование позволяет предполагать, что плагиограниты образовались в результате 70-80 % фракционной кристаллизации габброидной жидкости.

Плагиограниты рассмотренных надсубдукционных офиолитов ассоциируют с границей изотропного габбро и дайкового комлекса или образуют сеть жил в габброидах. Плагиограниты различных районов имеют вариации геохимических черт, но для всех характерны отрицательные Та, Nb, Ti аномалии, обогащение ЛИЛ элементами и деплетирование ВЗЭ, свойственные надсубдукционным магматитам. Объем плагиогранитов в рассмотренных офиолитах не превышает 10 %. Данные по РЗЭ и геохимическое моделирование позволяют предполагать, что петрогенезис плагиогранитов скорее связан с фракционной кристаллизацией габброидной магмы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 07-05-00255, 10-05-00191).

- Shervais J.W. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites // G3. 2001.
 V. 2. 2000GC000080.
- [2] Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
- [3] Вишневская В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Куюльского террейна (Таловские горы, СВ Россия) // Доклады АН. 1992. Т. 327, № 3. С. 364–367.
- [4] Леднева Г.В., Матуков Д.И. Возраст кристаллизации плутонических пород Куюльского офиолитового террейна: результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов // Доклады РАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 71–75.
- [5] Соколов С.Д. и др. Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.
- [6] Amri I., Benoit M., Ceuleneer G. Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 139, № 1–2. P. 177–194.
- [7] Tsukanov N.V. et al. Ophiolites of the Eastern Peninsulas zone (Eastern Kamchatka): age, composition, and geodynamic diversity // Island Arc. – 2007. – V. 16. – P. 431–456.
- [8] Лучицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные SHRIMP U–Pb-исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Доклады АН. 2006. Т. 408, № 4. С. 500–502.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агатова А.Р. 9, 12, 128 Азимов П.Я. 15, 17 Александров П.А. 83 Амиржанов А.А. 150 Анисимова И.В. 87, 134 Анисимова С.А. 19 Анникова И.Ю. 59 Антипин В.С. 21 Аристов В.А. 24 Баженов М.Л. 27 Бараш И.Г. 19 Беляев В.А. 74 Беляев С.Ю. 28 Бережная Н.Г. 98 Борняков С.А. 31 Будаев Р.Ц. 141, 143 Булдыгеров В.В. 33, 35 Буслов М.М. 37 Бучко И.В. 40, 42, 44 Бучко Ир.В. 42 Ван К.-Л. 48, 153 Васильев В.И. 46 Васильева Е.В. 46 Великославинский С.Д. 48, 50, 153 Верниковская А.Е. 52 Верниковский В.А. 52 Вещева С.В. 164 Вишневская И.А. 55 Вишневский А.В. 57 Владимиров А.Г. 59 Владыкин Н.В. 61, 145 Воронин К.В. 52 Воронцов А.А. 63 Гелетий Н.К. 19 Гибшер А.А. 66 Гибшер А.С. 66 Гладкочуб Д.П. 69, 95, 147 Голионко Б.Г. 98, 101 Гордиенко И.В. 72 Горнова М.А. 74 Грибоедова И.Г. 138 Гусев А.И. 76 Гусев Н.И. 76, 78 Данукалова М.К. 81 Дегтярев К.Е. 83, 87 Демьянович В.М. 131 Джан Б.-М. 48, 153 Диденко А.Н. 90 Дмитриева Н.В. 92 Докукина Г.А. 55 Донская Т.В. 69, 95

Доронина Н.А. 98, 101 Дорошкевич А.Г. 104, 124 Дриль С.И. 21, 63, 74, 108 Дэмбэрэл С. 111, 114, 131 Ефремов С.В. 116, 118 Жатнуев Н.С. 119 Иванов А.В. 69, 121 Избродин И.А. 124 Изох А.Э. 57 Ильина Н.Н. 108 Имаев В.С. 111 Казимировский М.Э. 108 Кармышева И.В. 126 Катюха Ю.П. 24 Квасов Г.А. 12, 128 Ключевский А.В. 114, 131 Ковач В.П. 48, 50, 134, 136, 153 Козаков И.К. 17, 136 Козловский А.М. 136, 138 Коломиец В.Л. 141, 143 Конева А.А. 145 Константинов И.К. 147 Константинов К.М. 147 Константинова Г.В. 164 Костровиикий С.И. 150 Котлер П.Д. 154 Котов А.Б. 48, 50, 83, 87, 134, 153 Крук Е.А. 154 Крук Н.Н. 154 Кузнецов А.Б. 55, 164 Кузнецов Н.Б. 156 Кузьмичев А.Б. 81, 159 Лаевский Ю.М. 52 Ларин А.М. 48, 50, 153 Ларионов А.Н. 159 Левашова Н.М. 27 Леви К.Г. 114 Леонов М.Г. 161 Летникова Е.Ф. 55, 164 Лукашенко С.В. 166 Лучиикая М.В. 168 Лхагвадорж Б. 131 Лыхин Д.А. 98, 101 Мазукабзов А.М. 69, 95 Мальковец В.Г. 66 Матушкин Н.Ю. 52 Медведев А.Я. 72 Минина О.Р. 24 Некрасов Г.Е. 98 Henon P.K. 9, 12, 128 Николаева И.В. 154

Падерин И.П. 98 Патон М.Т. 121 Петрук Н.Н. 40 Пилипенко Г.Н. 166 Поляков Г.В. 57 Полянский О.П. 52 Пономарчук В.А. 42 Пресняков С.Л. 95 Прошенкин А.И. 55 Радзиминович Н.А. 111 Резницкий Л.З. 164 Punn Γ.C. 104, 124 Ружениев С.В. 24, 98, 101 Рыцк Е.Ю. 134 Рязанцев А.В. 83 Саватенков В.М. 124, 138 Сальникова Е.Б. 48, 50, 83, 87, 134, 136, 153 Сандимиров И.В. 63 Санжиев Г.Д. 46 Сигаев Ю.М. 44 Смекалин О.П. 111 Смирнов С.З. 59 Сорокин А.А. 40, 42, 44, 153 Спиридонов А.М. 118 Стром А.Л. 111 Толмачева Е.В. 48, 50 Толмачева Т.Ю. 83 Томуртогоо О. 72 Томшин М.Д. 147 Травин А.В. 42, 66 Третьяков А.А. 87 Турченко Т.Л. 164 Уваров А.Н. 59 Ухова Н.А. 69 Федосеев Г.С. 63 Федосеенко А.М. 134 Фиорентини М.Л. 121 Хузин М.З. 147 Чан С.-Л. 48, 153 Чипизубов А.В. 111 Чиу Х.-И. 48, 153 Чуканова В.С. 21 Шатагин К.Н. 87 Шацилло А.В. 156 Школьник С.В. 164 Шокальский С.П. 78 Яковлева С.З. 83, 87, 134 Ярмолюк В.В. 136, 138