





Материалы совещания

ВЫПУСК 9

ИРКУТСК 2011

# 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

(18-21 октября 2011 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Иркутск 2011

#### УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 9. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. – 266 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 обрамления.
- 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 № 11-05-06108).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 9 от 08.09.2011 г.).

ISBN 978-5-902754-65-7

© Институт земной коры СО РАН, 2011

### СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА 10
СТРОЕНИЕ ПРИОЛЬХОНСКОЙ ЧАСТИ ПЕРЕМЫЧКИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА А.Р. Агатова
МИНЕРАГЕНИЯ, ГЕОДИНАМИКА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПЕРМО- ТРИАСОВУЮ ЭПОХУ АКТИВИЗАЦИИ А.А. Амиржанов
БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ПРИСАЯНЬЯ А.Ю. Анисимов, С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий
ШАРАНУРСКИЙ КОМПЛЕКС (о. ОЛЬХОН) – ОБЪЕДИНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ И ПРОИСХОЖДЕНИЮ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ В.С. Антипин, Н.В. Горлачева, В.А. Макрыгина, Л.В. Кущ
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ИРКУТНОГО ТЕРРЕЙНА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИСТОЧНИКИ СНОСА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ Е.Е. Бадашкова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов
ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД САЯНСКОГО КОМПЛЕКСА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА (МЕЖДУРЕЧЬЕ ИРКУТА И КИТОЯ) Е.П. Базарова, В.Б. Савельева
СТРУКТУРА И ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ ГЕОЭЛЕКТРИКИ И СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН Е.А. Баталева, В.Ю. Баталев, В.Е. Матюков
АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ТЕКТОНИКИ НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ С.Ю. Беляев, И.И. Белякова
ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ТИПЫ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ С.Ю. Беляев, И.И. Белякова
ГЕОКИНЕМАТИКА ТЕРРЕЙНОВ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ: ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АСПЕКТ Ю.С. Бретштейн
ПЕРСПЕКТИВЫ БЛАГОРОДНО- И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И КОДАРО-УДОКАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ А.Е. Будяк, А.М. Станевич, Э.А. Развозжаева, Н.Н. Брюханова, М.Г. Волкова
О ГРАНИЦЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В.В. Булдыгеров
СМЕШЕНИЕ МАГМ В ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков
ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА КАК ИНДИКАТОРА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГРАНИЦЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ <b>М.М. Буслов, Ф.И. Жимулев, А.В. Травин, М.А. Фидлер</b>

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ЦЕНТРАЛЬНО- АНГАРСКОМУ ТЕРРЕЙНУ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) В.А. Верниковский, Д.В. Метелкин, А.Е. Верниковская, А.Ю. Казанский, Н.Ю. Матушкин
ЭКЛОГИТЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ОБЗОР И СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ Н.И. Волкова, В.А. Симонов, С.И. Ступаков
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar-ХРОНОМЕТРИЯ ФОЙЯИТОВ ГОРЫ ДАХУНУРСКОЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО САНГИЛЕНА: ЭПИЗОД КАРБОНОВОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ В.В. Врублевский, А.В. Никифоров, Т.В. Козулина, А.М. Сугоракова, Д.А. Лыхин, И.Ф. Гертнер, Д.С. Юдин
ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНОАЛТАЙСКОЙ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ И.В. Гаськов, К.В. Лобанов
ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ЛАМПРОИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА КАК ИНДИКАТОР ИЗВЕСТНЫХ И РАНЕЕ НЕ УСТАНОВЛЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА Д.П. Гладкочуб, С.И. Костровицкий, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЭРЭН- ДАБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ) И.В. Гордиенко, А.Я. Медведев, А.Н. Булгатов, В.А. Беляев
Rb-Sr СИСТЕМАТИКА МЕТАКАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮГА ОНОТСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И.М. Горохов, А.Б. Кузнецов, В.И. Левицкий, И.В. Левицкий, Г.В. Константинова, Н.Н. Мельников
НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА М.В. Горошко, Б.Ф. Шевченко
СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЯ ДАЕК ГАББРОДОЛЕРИТОВ УЛКАНО- УЧУРСКОГО РАЙОНА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин, А.Н. Диденко, А.Ю. Песков, А.В. Косынкин
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ (SHRIMP II) ГРАНИТОИДОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАРДАН В ТУВЕ Н.И. Гусев, С.П. Шокальский
ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ МЕТОДОМ ЛА-ИСП-МС ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКА ДАРХАТСКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНОЕ ПРИХУБСУГУЛЬЕ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Л.З. Резницкий, В.Г. Беличенко, СH. Hung, SL. Chung, Y. Iizuka, KL. Wang
РОЛЬ СУБДУКЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ – РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, А.В. Иванов
ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ВИТИМСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ЭТАПЫ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА А.Г. Дорошкевич, Г.С. Рипп, И.А. Избродин
ДВА ЭПИЗОДА ОБЪЕМНОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА СИБИРСКИХ ТРАППОВ: РЕЗУЛЬТАТЫ <sup>40</sup> Аг/ <sup>39</sup> Аг ДАТИРОВАНИЯ А.В. Иванов, В.В. Рябов, А.Я. Шевко, Х. Хе
СОХАТИНЫЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫЙ ИНТРУЗИВ – ПРИМЕР ПРЕДБАТОЛИТОВЫХ ГАББРОИДОВ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СИСТЕМЫ А.Э. Изох, Н.А. Горячев, А.В. Альшевский, В.В. Акинин

ДИНАМИКА СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ Л.П. Имаева, Г.С. Гусев, В.С. Имаев, А.В. Чипизубов, О.П. Смекалин	88
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДАРХАДСКОЙ ВПАДИНЕ (МОНГОЛИЯ) ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ А.Ю. Казанский, С.К. Кривоногов, Г.Г. Матасова, А.Ю. Захаров	91
К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИОБСКОЙ УВАЛИСТОЙ РАВНИНЫ А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова	93
ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТ- ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)	
И.В. Кармышева, Н.И. Волкова, В.Г. Владимиров, С.Н. Руднев, А.Г. Владимиров	96
ГРУППЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: СТАТИСТИКА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская	99
ВОЗРАСТ ГОНЖИНСКОЙ СЕРИИ (АМУРСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА) В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, БМ.Джан, С.Д. Великославинский, КЛ. Ван, ХИ. Чиу, СЛ. Чан, А.А. Сорокин, А.М. Федосеенко	02
ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА И ПРОБЛЕМА ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИССЛЕДОВАНИЯХ ФАНЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, Е.Ю. Рыцк, В.В. Ярмолюк, А.Б. Котов, И.В. Анисимова, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко, Ю.В. Плоткина	03
ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО КОРООБРАЗОВАНИЯ ЗААЛТАЙСКОЙ И ЮЖНОЙ ГОБИ: ОТ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И МИКРОКОНТИНЕНТА ДО ЗОНЫ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА	
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова,	06
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова, А.В. Травин, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина	06
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова, А.В. Травин, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина	06 09
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова, 10   А.В. Травин, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина 10   ПАЛЕОСРЕДА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОНОХОЙСКИХ ТЕРРАС УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ 10   (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 10   В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО 10   ХАРАКТЕР И.УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ 10   В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10	06 09 11
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова, 10   А.В. Травин, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина 10   ПАЛЕОСРЕДА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОНОХОЙСКИХ ТЕРРАС УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ 10   (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 10   В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО 10   ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО 10   ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО 10   АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ 11   АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ 11   КИМБЕРЛИТОВ И ТРАППОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 11   К.М. Константинов, М.З. Хузин, М.Л. Томшин, И.К. Константинов 11	06 09 11 13
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова, 10   А.В. Травин, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина 10   ПАЛЕОСРЕДА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОНОХОЙСКИХ ТЕРРАС УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ 10   (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 10   В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО 10   ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО 10   А.А. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   А.А. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   И.К. Коломиец, Р.Ц. Будаев 11   В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 11   И.К. Константинов, М.З. Хузин, М.Д. ТОМШИН, И.К. Константинов 11   ИСТОЧНИК ХЛОРА ДЛЯ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ 11   ИСТОЧНИК ХЛОРА ДЛЯ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ 11	06 09 11 13 16
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова, 10   А.В. Травин, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина 10   ПАЛЕОСРЕДА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОНОХОЙСКИХ ТЕРРАС УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ 10   (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 10   В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО 10   Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   А.Н. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   Коломиец, Р.Ц. Будаев 11   АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ 11   КИМБЕРЛИТОВ И ТРАППОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 11   К.М. Константинов, М.З. Хузин, М.Д. Томшин, И.К. Константинов 11   ИСТОЧНИК ХЛОРА ДЛЯ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ 11   С.И. Костровицкий, М. Копылова , К.Н. Егоров, Д.А. Яковлев, Л.В. Соловьева 11   ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ 11   Н.Н. Крук, Н.И. Волкова, Я.В. Куйбида, Н.И. Гусев, Е.И. Демонтерова, М.Л. Куйбида 11	06 09 11 13 16 19
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова, 10   А.В. Травин, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина 10   ПАЛЕОСРЕДА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОНОХОЙСКИХ ТЕРРАС УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ 10   (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 10   В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   Коломиец, Р.Ц. Будаев 10   ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО 10   ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ 11   В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 11   АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ 11   КИМБЕРЛИТОВ И ТРАППОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 11   К.М. Константинов, М.З. Хузин, М.Д. Томшин, И.К. Константинов 11   ИСТОЧНИК ХЛОРА ДЛЯ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ 11   ИСПОРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ	06 09 11 13 16 19 21
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова, А.В. Травин, В.П. Ковач, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина	06 09 11 13 16 19 21 23

ГЛАВНЫЙ МОНГОЛЬСКИЙ ЛИНЕАМЕНТ: СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина	7
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИКРОКОНТИНЕНТОВ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ПЕРВОЕ ОБОБЩЕНИЕ) Е.Ф. Летникова, И.А. Вишневская, С.В. Вещева, Н.В. Дмитриева, И.А. Прошенкин	1
КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ИХ ПРИРОДА А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляров, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб 13-	4
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНИХ И КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ ЧЕХЛА ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) В.А. Макрыгина, А.М. Фёдоров	7
НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ КУЛТУКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2008 г. С М <sub>W</sub> =6.3 (ЮЖНЫЙ БАЙКАЛ) В.И. Мельникова, Н.А. Гилева, С.С. Арефьев, В.В. Быкова	9
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АРГУНСКОГО ТЕРРЕЙНА В ВЕНД- РАННЕКЕМБРИЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ Д.В. Метелкин, И.В. Гордиенко, Л.И. Ветлужских, Н.Э. Михальцов 14.	2
КЕМБРИЙ И СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ЕРАВНИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) О.Р Минина, Л.И. Ветлужских, В.А. Аристов	5
МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ БАЯНКОЛЬСКОЙ И ТАПСИНСКОЙ ОЛИСТОСТРОМ И ИСТОЧНИКИ ИХ СНОСА (ТУВА): КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ А.А. Монгуш	!7
СХЕМА ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕВЕНДСКОЙ ЮНОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ТУВА, ЗАПАДНЫЙ САЯН) А.А. Монгуш	:9
ГЕОДИНАМИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В СВЕТЕ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ АЗИИ В.В. Мордвинова	2
ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ РИОЛИТ-ПИКРОБАЗАЛЬТ-БАЗАЛЬТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ГЛУШИХИНСКОГО ПРОГИБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ, ВОЗРАСТУ И УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ А.Д. Ножкин	5
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО С- И Sr- ИЗОТОПНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТОВ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ Б.Г. Покровский, М.И. Буякайте	8
МАЛООБЪЕМНЫЙ МАГМАТИЗМ МИОЦЕНА СРЕДНЕАМУРСКОГО БАССЕЙНА И МЕЛА-ПАЛЕОГЕНА ТЯНЬ-ШАНЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ИСТОЧНИКОВ С.В. Рассказов, А.В. Миколайчук, В.С. Приходько	1
ПЛОЩАДЬ ОШУРКОВСКОГО ГАББРО-СИЕНИТОВОГО МАССИВА КАК ПРИМЕР СВЯЗИ БАЗИТОВОГО И КИСЛОГО МАГМАТИЗМА Г.С. Рипп, И.А. Избродин, А.Г. Дорошкевич, Е.И. Ласточкин, М.О. Рампилов	4
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Sr-Nd СИСТЕМАТИКА КЕМБРО-ОРДОВИКСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ С.Н. Руднев	7
СИНСДВИГОВЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ КАРАЛОНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА) Е.Ю. Рыцк, И.А. Алексеев, А.Д. Кулев-Негруца	'1

ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач, В.В. Ярмолюк, А.Б. Котов
ВНУТРИПЛИТНЫЕ ГРАНИТОИДЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА (СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА) Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, И.А. Мальков, И.А. Алексеев, А.М. Федосеенко, С.З. Яковлева
ДЕВОНСКИЕ КРЕМНИСТО-БАЗАЛЬТОВЫЕ И ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО РЯДА ЗОН ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОГО УРАЛА А.В. Рязанцев, А.А. Белова, А.А. Разумовский, С.В. Дубинина
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОДОВ И МЕТАСОМАТИТОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ КАЛЕДОНСКИХ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В.Б. Савельева, Е.П. Базарова
U-Pb BO3PACT (SHRIMP-II) ЦИРКОНА ИЗ СИЕНИТОВ ТУНКИНСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН В.Б. Савельева, Е.П. Базарова
«КОРОВЫЕ» И МАНТИЙНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОНАХ ВЫСОКИХ И СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ – СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ А.Ю. Селятицкий, Н.А. Селятицкая
КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ – ИНДИКАТОРЫ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ??? Е.В. Скляров, В.С. Федоровский, А.Б. Котов, А.В. Лавренчук, А.М. Мазукабзов, А.Е. Старикова
ВЕНДСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ДВА ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ Ю.К. Советов
ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРИКТОЦЕНОЗА ВЕНДСКИХ МЕТАZOA В БИРЮСИНСКОМ ПРИСАЯНЬЕ Л.В. Соловецкая, Ю.К. Советов
ТЕРМАЛЬНЫЕ И ХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ НА ГРАНИЦЕ МАНТИЙНАЯ ЛИТОСФЕРА – АСТЕНОСФЕРА СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПЕРИОД СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ЦИКЛА Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий, Д.А. Кошкарев
Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЬДОЙСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА) А.А. Сорокин, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Ю.Н. Смирнова 198
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ТУРАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА) А.А. Сорокин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, Ю.В. Смирнов, С.2. Биор коре, Н.М. Кулрашор
С.З. ИКОВЛЕВА, Н.М. Кудряшов 200 ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ И ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб
СВОДКА РЕЗУЛЬТАТОВ НОВЕЙШИХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ТУВЫ А.М. Сугоракова
НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ОЛЬХОНСКОЙ ЗОНЫ ИЗОЛЯЦИИ Арк.В. Тевелев

БИОГЕОГРАФИЯ КОНОДОНТОВ В ОРДОВИКЕ КАЗАХСТАНА – ВЫХОД НА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА Т.Ю. Толмачева, К.Е. Дегтярев, А.В. Рязанцев
ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, Е.Б. Сальникова, К.Н. Шатагин, А.Б. Котов, Е.Ф. Летникова, И.В. Анисимова, С.З. Яковлева
СТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК ГРАНИЦ ГЛАВНОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПРИОЛЬХОНЬЕ (БАЙКАЛ) В.С. Федоровский, Ю.С. Бугакова, В.Е. Коварская
ДВА ТИПА КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР В КОЛЛИЗИОННОМ КОЛЛАЖЕ ПРИОЛЬХОНЬЯ (БАЙКАЛ) В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов
КЛАВИШНАЯ СТРУКТУРА РЕЛЬЕФА И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПРИОЛЬХОНЬЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, А.Р. Агатова
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИОЛЬХОНЬЯ (ОЛЬХОНСКИЙ ПОЛИГОН, БАЙКАЛ): СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.Э. Изох, А.В. Лавренчук, А.Б. Котов, А.Р. Агатова
ВЛИЯНИЕ ПОКРОВНОЙ ТЕКТОНИКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ТЕЛ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА А.М. Фёдоров, В.А. Макрыгина
КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОМ ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА И АНАЛИЗ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ М.А. Фомин, С.Ю. Беляев, С.В. Ершов
О МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ЭПОХАХ ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬСКО- МОНГОЛЬСКОМ СЕКТОРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА Ю.Г. Цеховский
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ А.А. Цыганков, Б.А. Литвиновский
ГЕОХИМИЯ РЗЭ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА) В.С. Чуканова, С.И. Дриль
О ВОЗРАСТЕ МОЛИБДЕНОВЫХ И МОЛИБДЕНСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ (Re-Os, U-Pb) ДАННЫМ Г.А. Шатков, П.М. Бутаков
ОБ ИСТОЧНИКАХ ФТОРА И ДРУГИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ Г.А. Шатков, П.М. Бутаков
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАТОМСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ – ПАЛЕОЗОЕ: ПОПЫТКА СИНТЕЗА ДАННЫХ А.В. Шацилло
ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА ПУРПОЛЬСКОЙ СВИТЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА А.В. Шацилло, И.В. Федюкин
РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ ГАББРО- МОНЦОДИОРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ КАК ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР ИХ ФОРМИРОВАНИЯ Р.А. Шелепаев, В.В. Егорова

ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ КЕМБРО-ОРДОВИКСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА Р.А. Шелепаев, В.В. Егорова, А.Э. Изох	252
ПРИРОДА И ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ГАРГИНСКОГО «МАССИВА» (ИКАТСКИЙ ХРЕБЕТ, БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ) С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, В.Г. Беличенко, Е.И. Демонтерова, Л.З. Резницкий	255
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОДЪЕМА ПРЕДОСТРОВОДУЖНОГО ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА Р.М. Юркова, Б.И. Воронин	258
ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА И ПРОБЛЕМА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЕЙШИХ БАТОЛИТОВ АЗИИ В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, Е.Б. Сальникова, И.В. Анисимова, А.В. Травин	261
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	264

#### ОТ РЕДАКТОРА

Дорогие коллеги!

Мы завершаем третий трехлетний цикл исследований, объединяющих разных специалистов по Центральной Азии и всех к ним примкнувших. Программы на каждые три года назывались по-разному, но разнообразие «соусов» никак не меняло сути «основного блюда». Мы уже привыкли к этому совещанию и рассматриваем его в качестве обязательного пункта своих личных годичных планов. Не исключаю некоторой предвзятости, но мне кажется, что пока нет никаких признаков вырождения, которые, увы, наблюдаются для некоторых регулярных «геологических тусовок». По-прежнему основная масса сообщений на совещании посвящена только что полученным данным или выявленным закономерностям. По-прежнему многие сообщения попадают в рубрику «Сводки с полей». Нет скучного соревнования маститых авторитетов по части широты охвата проблем или новой интерпретации вороха данных прошлого тысячелетия. Да и вообще, для аудитории совещания нет непререкаемых авторитетов. Есть его величество Факт, только перед которым можно склонить голову. Но и остроумные конструкции, свидетельствующие о неумеренной фантазии совещантов, воспринимаются хорошо, хотя иногда и очень бурно.

Я не знаю судьбу Программы интеграционных исследований на последующие три года, хотя очень надеюсь на то, что она продолжится. Но в том, что традиционное осеннее совещание будет продолжаться, абсолютно уверен. И я надеюсь, да нет, просто уверен, что, как обычно, атмосфера совещания будет теплой и дружественной, общение исключительно приятным, а мозги загружены новыми знаниями и идеями.

Удачи всем нам!

Е.В. Скляров

#### СТРОЕНИЕ ПРИОЛЬХОНСКОЙ ЧАСТИ ПЕРЕМЫЧКИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

#### А.Р. Агатова

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

В новейшей структуре Байкальского рифта Приольхонское плато рассматривается как краевая ступень на его западном борту [1, 2]. Остров Ольхон, представляющий собой наклонный горст, отделен от слаборасчлененной территории Приольхонья лишь узким тектогенным проливом Ольхонские ворота и относится уже к перемычке рифтовой впадины [2]. Грабен Малого Моря, отделяющий остров Ольхон от северо-западного борта впадины, на суше продолжается Чернорудским грабеном (Кунтинской грабенообразной долиной – по [3]), который отделяет Приольхонский блок от сбросового уступа Приморского хребта. При сохранении существующего поля деформаций продолжающееся раскрытие грабена и ингрессия залива Малое Море в дальнейшем должны привести к обособлению Приольхонья в виде еще одного острова [2]. Таким образом, территорию Приольхонья можно рассматривать как часть комплексной перемычки, разделяющей молодую самостоятельную Маломорскую и Южную впадины Байкала и включающей также остров Ольхон и подводный хребет Академический. Каждая из составных частей этой перемычки представляет собой отдельные блоки, обособленные поперечными разломами и, по всей видимости, находящиеся на разных стадиях соскальзывания (погружения) по листрическим сбросам.

Общий наклон поверхности Приольхонского плато в сторону Приморского хребта, то есть от Байкала, является одной из его ярких геоморфологических черт. Определяющее значение листрических сбросов в формировании западного борта Байкальского рифта обсуждается в литературе уже давно [1, 3, 4]. Наши наблюдения позволяют дополнить данные о строении Приольхонского блока.

Вся его территория, от берегового уступа до Приморского разлома, состоит из серии параллельных береговой линии тектонических пластин, разделенных хорошо выраженными в рельефе протяженными долинами-грабенами. Несмотря на отсутствие геофизических данных, наклон поверхности пластин (перекос блоков) от Байкала свидетельствует о вероятном выполаживании на глубине разломов, по которым происходит соскальзывание и вращение этих пластин [1, 3]. При этом разделяющие их грабены характеризуются асимметричным строением. Днища грабенов также имеют хорошо заметный уклон от Байкала в сторону Приморского хребта. Северо-западный борт каждого из них более крутой и рассечен поперечными короткими долинами, возможно, также имеющими природу грабенов. Склоны этих долин-микрограбенов параллельны, ширина их водоразделов хорошо выдержана, что также является доводом в пользу предположения об их тектоническом происхождении. Особенностью микрограбенов является почти овальной формы расширение их верхней части, длинная ось которого под острым углом сочленяется с осью основных грабенов. По всей видимости, эта особенность отражает детали палеозойской сдвиговой тектоники, хорошо выраженной в современном рельефе. Юго-восточный борт магистральных грабенов – более пологий. Секущие его денудационные долины имеют пологие вогнутые склоны, плавно переходящие в днище, расширяющееся в нижней части долин. Помимо асимметрии поперечного профиля другой характерной чертой магистральных грабенов является наличие продольного ундулирующего по простиранию горста на их днищах. По существу, грабены, разделяющие тектогенные пластины-оползни, имеют сложное строение, и опущенный блок может состоять из трех более мелких «деталей» - центрального, относительно более поднятого, как бы «выдавленного», блока и двух сжимающих его периферийных блоков. Формирование таких микрогорстов и поперечных микрограбенов (трещин растяжения?), осложняющих уступы листрических сбросов реализуется, скорее всего, в условиях локального сжатия по оси, параллельной основным долинам-грабенам, и сопряженного с ним растяжения в перпендикулярном направлении. Наличие одинаково ориентированных коленообразных изгибов долин в тыловой части Приморского разлома позволило Г.Ф. Уфимцеву предположить наличие молодых правосторонних сдвигов [1], возможно, также отражающих напряжения сжатия.

Характерно то, что в ходе новейших тектонических движений в значительной степени реанимированы древние палеозойские разломы. Усложнение новейшей разломно-блоковой структуры Приольхонья и уменьшение ее соответствия древнему структурному плану происходят в северо-восточном направлении. В юго-западной части территории разломообразование в кайнозое, как и в палеозое, контролировалось границами Бирхинского массива габбро: при приближении к нему все структуры испытывают заметный изгиб. В средней части плато общее направление палеозойских и кайнозойских разломов также совпадает (и магистральные долины-грабены, и описанные микрогорсты в их структуре заложены по палеозойским сдвигам). В северо-восточной части магистральные грабены (кроме Чернорудского) сменяются серией более мелких – узких и коротких – грабенообразных долин, подставляющих друг друга по поперечным разломам северо-западного простирания. В результате система пластин распадается на отдельные блоки, и здесь отмечается наибольшее несовпадение древнего и новейшего структурных планов. Такое усложнение может быть связано с активностью Сарминского поперечного разлома, являющегося северо-восточным ограничением Приольхонского плато.

В блоках вдоль Сарминского разлома развиты бухтовые и риасовые берега, свидетельствующие о подтоплении древних речных долин в северо-восточной части Приольхонья [1]. Однако присутствие молодых эрозионных врезов и формирование террас в бухтах Змеиная падь, Будохта-2 и Будохта-3, пролювиальных отложений на поверхности правой террасы Змеиной пади на высоте 70 м над Байкалом, положение бровок абразионных уступов на высотах до 120 м над современным урезом воды и обнажение подводных оснований скалистых клифов в районе устья Анги указывают на поднятие всей прибрежной части Приольхонского плато.

Эти факты, а также приуроченность максимальных высот на территории Приольхонья к береговой зоне Байкала подтверждают представления о листрическом характере Приморского и Приольхонского сбросов и запрокидывании Приольхонского блока при его соскальзывании по выполаживающемуся на глубине сместителю. В то же время присутствие микрогорстов в днищах долин-грабенов, разделяющих отдельные тектонические пластины в структуре Приольхонского блока, а также коленообразных изгибов долин Приморского хребта вдоль Приморского разлома свидетельствует о локальном сжатии по оси северо-восточного простирания, возможно, связанного с повышением давления в тыловой части отседающего блока. Активность поперечных разломов, приведшая к отделению Ольхонского и Академического блоков в структуре перемычки Байкальского рифта, в пределах Приольхонского блока вызвала дробление тектонических пластин, наиболее заметное в его северо-восточной части.

- [1] *Уфимцев Г.Ф.* Морфоструктурное значение листрических сбросов в Байкальском рифте // Геотектоника. 1993. № 6. С. 88–93.
- [2] Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
- [3] Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 120–141.
- [4] Уфимцев Г.Ф. О неотектонике Приольхонья // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 37-45.

#### МИНЕРАГЕНИЯ, ГЕОДИНАМИКА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПЕРМО-ТРИАСОВУЮ ЭПОХУ АКТИВИЗАЦИИ

#### А.А. Амиржанов

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

Минерагения юга Сибирской платформы пермо-триасовой эпохи тектономагматической активизации характеризуется интенсивным формированием Fe-рудных месторождений так называемого «ангаро-илимского» типа (Коршуновское, Рудногорское и др.), генезис которых ошибочно увязывается с трапповым магматизмом. Псевдоуникальность месторождений, которых нет в иных трапповых провинциях, наглядно иллюстрируется принципом «бритвы Оккама», т.е. природа не усложняла сущего гипотетической связью с траппами и формировала месторождения по образу и подобию, в частности аналогично месторождениям из крупнейшей Fe-рудной Маймеча-Котуйской провинции (МКП). В МКП оруденение образуется во многофазных (от дунитов до карбонатитов) щелочно-ультраосновных комплексах (ЩУОК) на заключительных стадиях магматической дифференциации, закономерно представленных преимущественно несиликатными образованиями, такими, как железные руды (они же фоскориты или форстерит-магнетит-апатитовые ассоциации) и карбонатиты. Неприемлемы различные модели иной генерации рудных магм, в частности в связи с процессами взаимодействия базитовых расплавов с породами, рассолами осадочного чехла с последующим отделением рудных ферритных (на основе иона Fe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) расплавов, поскольку образовывались бы титаномагнетитовые руды, что не согласуется с реальной низкой титанистостью руд и множеством иных фактов.

Магматическая фоскоритовая природа руд ангаро-илимских месторождений подтверждается комплексом геологических, петролого-геохимических данных и их пространственно-временными, т.е. геодинамическими характеристиками: 1) месторождения МКП и Ангарской провинции сформировались синхронно; 2) они унаследованно контролируются единой системой тектонических структур, выделяемых в виде линеаментов, швов, рифтов и т.д. Однако эти провинции различаются тем, что на севере платформы месторождения вскрыты вследствие высокой проницаемости коры в связи с формированием перикратонных и субмеридиональных структур (Енисейско-Хатангский краевой прогиб, Таймыро-Байкальский линеамент и др.). Здесь же наряду со ЩУОК проявилась богатая палитра магматических формаций, включая пермо-триасовые кимберлиты (Далбыхский район МКП) [1–4].

Таким образом: 1) Fe-рудные месторождения Ангарской рудной провинции представляют отщеплённые верхушки («уши») глубинных ЩУОК, что понятно ввиду крайне низкой вязкости рудных расплавов (на 3–4 порядка более низкой, чем вязкость силикатных расплавов), сопоставимой с вязкостью воды; 2) на юге платформы вполне могут быть кимберлитовые или иные алмазоносные тела пермо-триасового возраста.

Пожалуй, следующие приоритетные проблемы составляют глубинный термический режим (ГТР) платформы и особенности ее глубинного строения.

Современный ГТР по ряду косвенных фактов имеет унаследованный с пермо-триасового времени характер. Действительно: 1) геофизиками зафиксированы сравнительно горячие, но остывающие астенолинзы; 2) известные петрологические характеристики пород трапповой формации – мантийные изотопные метки, гомогенный слабодифференцированный состав и др. – предполагают именно глубинный источник типа астенолинз; 3) в пределах Ангарской рудной провинции в рудоносных диатремах фиксируются несколько всплесков магматизма, соответствующих, скорее всего, затуханию активности астенолинз. Так, трапповые силлы сравнительно однообразного толеитового состава, нормальной щелочности прорваны диатремами. Однако в дальнейшем, после рудного фоскоритового магматизма, в них внедряются магматиты с антидромным трендом, резко дифференцированного состава и варьирующейся щелочности – от пикритов до шошонитов, трахитов (сиенитов), а также как натровой, так и калиевой серий. Т.е. пострудные магматиты в условиях литосферы испытали существенную трансформацию соста-

ва – «внутрикамерную» дифференциацию, ассимиляцию, а также магмаметасоматоз; 4) временной интервал между внедрением силлов и пострудных магматитов, т.е. петрологическая вилка, в которой заключен рудный (щелочно-ультраосновной) магматизм, означает, что формирование ЩУОК на юге платформы происходит под флюидно-магматическим воздействием существенно толеитовых («трапповых») астенолинз, а сами породы щелочно-ультраосновной формации, в том числе и руды, являются мобилизатами [5].

Влияние флюидно-магматического взаимодействия на строение литосферы явно недооценено. А между тем на дневной поверхности оно ярко проявлено в виде рудоносных диатрем с комплексом собственно диатремовых образований, таких, как фоскориты, известково-магнезиальные метасоматиты (неверно интерпретируемые как «известковые скарны», «автореакционные известковые скарны» [6]), широкий спектр магматитов, гидротермалитов, а также неясной природы «реоморфические карбонатиты» с явными признаками магматического генезиса.

В рудоносных диатремах, которые необходимо отличать от многочисленных трапповых вулканов, метасоматизм имеет отчетливый базификатный профиль, проявленный в Ca-Mg-метасоматозе брекчиевого наполнения диатрем и в привносе и переотложении флюидно-магматогенного железа.

В литосфере флюидно-магматическое воздействие проявлено, по-видимому, в ее «слоистом» строении, особенно в случаях незакономерного ритмичного чередования близких параметров сейсмоволн. Вполне вероятно, что в таком строении литосферы принимают участие взаимосопряженные процессы базификации–гранитизации и др., в которых макроритмичность в упрощенном виде аналогична формированию колец Лизеганга.

- [1] Амиржанов А.А., Воронцов А.Е., Пискунова Л.Ф., Смирнова Е.В. Фоскориты в железорудных месторождениях Ангарской провинции Сибирской платформы // Доклады АН. 1996. Т. 350, № 3. С. 388– 389.
- [2] Амиржанов А.А., Суворова Л.Ф. Особенности состава и генезис магнетита из железорудных месторождений Ангарской провинции // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 2. С. 171–182.
- [3] Амиржанов А.А., Воронцов А.Е. К петрологии фоскоритового магматизма в рудоносных диатремах Ангарской провинции // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. С. 9–12.
- [4] Амиржанов А.А. Ангарская провинция как структурно-вещественный таксон Сибирской платформы // Щелочные комплексы Центральной Сибири: Сборник научных трудов. Красноярск: Красн. отд. Всерос. минер. о-ва РАН, 2003. С. 55–67.
- [5] Амиржанов А.А. Современное состояние проблемы петрологии Fe-рудных месторождений юга Сибирской платформы (ангаро-илимский тип) // Современное состояние наук о Земле: Труды Международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 44–49.
- [6] Амиржанов А.А., Воронцов А.Е. Новые данные о происхождении гранат-пироксеновой ассоциации в железорудных месторождениях ангаро-илимского типа // Доклады АН СССР. 1984. Т. 274, № 5. С. 1174–1178.

#### БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ПРИСАЯНЬЯ

А.Ю. Анисимов\*, С.А. Анисимова\*\*, Н.К. Гелетий\*\*

\*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский Государственный горный университет, artemanisimov2008@yandex.ru \*\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, svetanisimova@crust.irk.ru

В Присаянье рифейские образования выделяются в следующих трех структурнофациальных зонах: Центрально-Саянской, Присаянской и Бирюсинской. Они слагают Присаянский перикраторный прогиб, участвуют в строении Тагул-Бирюсинского горста, Уватского поднятия.

Условно к нижнему рифею относятся отложения аршанской, ирсымской и ермосохинской свит. Ермосохинская свита сложена терригенными породами и до сих пор подробно не изучена. В нижней подсвите аршанской свиты определены микрофитолиты Radiosus sp., которые не позволяют сделать вывод о возрасте вмещающих отложений. В ирсымской свите найдены нечеткие строматолиты, которые тоже не определяют возраст отложений. Видимая мощность ирсымской свиты 180–190 м. В верхней части видимого разреза найдены нечеткие крупные столбчатые строматолиты определенно «водорослевого» облика. Присутствие строматолитов и микрофитолитов в ирсымской и аршанской свитах позволяет надеяться на дополнительные находки органических остатков.

К среднему–верхнему рифею относятся отложения карагасской и оселковой серий. В состав первой входят: шангулежская (300–1320 м), тагульская (300–800 м), ипситская (300–600 м) и марнинская (265–315 м) свиты [1]. Карагасская серия с резким угловым несогласием базальными конгломератами залегает на сложнодислоцированных дорифейских породах. Породы серии прорываются габбро-долеритами нерсинского комплекса с возрастом 741±2 млн лет [2].

Оселковая серия состоит из удинской (290–340 м) и айсинской (1600 м) свит, которые не содержат ископаемых органогенных построек и несогласно залегают на разных горизонтах карагасской серии.

Трансгрессивный разрез карагасской серии начинается с резким угловым несогласием отложениями шангулежской свиты. Низы разреза этой свиты сложены песчаниками (полимиктовыми, аркозовыми) различной зернистости с линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов, которые вмещают оруденение урановой формации в зонах стратиграфического несогласия (Уватский рудный узел (РУ), Туманшетский РУ, Тагул-Бирюсинский РУ); мощность нижней части до 500 м. Выше по разрезу залегают кремнистые доломиты в переслаивании с алевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками мощностью до 820 м [3]. В шангулежской свите мощность преимущественно органогенной части разреза – 140–150 м, высота отдельных биогерм достигает 12–15 м. Протяженность органогенных построек определяется до 45 км по 9 разрезам в долинах рек Большая и Малая Бирюса, Мара, Уват и Ия. Они сложены столбчатыми, желваковыми и пластовыми строматолитами групп Compactollenia, Baicalia, Omachtenia, Sajania, Tungussia, а также концентрически слоистыми микрофитолитами Osagia tenuilamellata Reitl., O.columnata Reitl., O.undosa Reitl., O.utchurica Nar., O.libidinosa Z.Zhur. и сгустковыми Vesicularites compositus Z.Zhur., V. rotundus Z.Zhur. [4].

В тагульской и ипситской свитах в органогенных постройках наблюдается смена строматолитового и микрофитолитового комплексов, а также частоты встречаемости таксонов в разных частях Присаянского прогиба. Отложения этих свит наиболее полно обнажены и хорошо вскрываются по долинам основных рек Присаянья – Бирюсы, Тагула, Уды, Ии, здесь изучено около 40 частных разрезов. Верхнерифейский возраст тагульской свиты определен на основании находок верхнерифейских форм строматолитов Inzeria tchentcha Dol., Inzeria gigantela Dol., Tinnia punctata Dol., Tinnia patomica Dol. и микрофитолитов Asterosphaeroides legibilis Z. Zhur., А. usitatus Vor., А. multus Vor. С корами выветривания по породам терригенно-карбонатной части разреза связано железомарганцевое оруденение инфильтрационного типа. В разрезе тагульской свиты локализовано свинцово-цинковое стратиформное оруденение.

Ипситская свита слагает небольшие изолированные участки по всей территории Присаянского прогиба, представлена красно- и пестроцветными доломито-алевролито-песчаниковыми отложениями, согласно залегающими на породах тагульской свиты, характеризуется выдержанностью по простиранию, четким двучленным строением: нижняя часть – терригенная и верхняя – кремнисто-карбонатная. Ипситская свита несогласно с размывом перекрывается марнинской свитой, глубина размыва непостоянна по простиранию Присаянского прогиба. Участками (в междуречье Елаш-Тенишет) отмечается налегание удинской свиты оселковой серии непосредственно на ипситскую с выпадением из разреза карагасской серии марнинской свиты, а в междуречье Мары и Каменки – и верхов ипситской свиты. В низах разреза отмечаются прослои песчаников с содержанием до 20 % минералов фосфора – апатита, франколита, коллофана. Верхи разреза (60 м) имеют кремнисто-карбонатный состав, в основании залегают доломиты песчанистые и алевритистые с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, часто косослоистых, выше – доломиты, окремненные доломиты, часто строматолитовые, с прослоями алевролитов красноцветных в тонком переслаивании с доломитами (1.5-2.0 м), редкие пласты седиментационных доломитовых брекчий, ритмопачки переслаивания аргиллитов, мергелей, доломитов. Мощность свиты в бассейне р. Бирюса до 1100 м, в междуречье Бирюсы–Уды – 950 м. Верхнерифейский возраст пород ипситской свиты устанавливается по содержанию в доломитах верхнерифейского комплекса органических остатков микрофитолитов Osagia crispa Z. Zhur., O.grandis Z. Zhur., Radiosus ravidus Z. Zhur., Asterosphaeroides emendates Yak., а также желваковых и столбчатых строматолитов Tinnia patomica Dol., Linella aff. avis Kryl. [5].

Марнинская свита распространена незначительно, преимущественно в ЮЗ борту Присаянского прогиба. Представлена зелено-сероцветными доломитами, известняками, терригенными породами, залегающими с размывом на различных уровнях ипситской свиты и перекрывающимися, в свою очередь, несогласно удинской свитой оселковой серии. Марнинская свита завершает разрез карагасской серии, принадлежность к которой обосновывается фактом прорывания ее отложений, как и остальных свит этой серии, долеритами нерсинского комплекса верхнего рифея [2].

В основании свиты залегают конгломераты и конглобрекчии разногалечные, которые перекрываются толщей переслаивания полимиктовых песчаников и алевролитов, сменяющейся вверх переслаивающимися аргиллитами и известковистыми вишнево-коричневыми мергелями. Завершают разрез свиты доломиты и известняки с прослоями известковистых песчаников мощностью 560 м. В разрезе по р. Уда в серых доломитах присутствуют строматолиты Paniscollenia marninia Dol. и микрофитолиты Radiosus vitreus Z. Zhur., Vesicularites condermans Z. Zhur., V. rectus Z. Zhur. В катаклазированных, окварцованных кремнистых доломитах свиты встречаются занорыши горного хрусталя.

На исследуемой территории известны месторождения и проявления марганцевых руд, относящихся к различным формационным и геолого-промышленным типам. Наиболее значимые из них сосредоточены в Присаянском краевом прогибе, сложенном семейством терригенно-карбонатных формационных комплексов средне-верхнерифейского возраста (карагасская и оселковая серии), и выделяются в составе Присаянской металлогенической зоны. Они представлены мелкими месторождениями (Николаевское, Шангулежское) и большим количеством рудопроявлений гипергенного псиломелан-вернадит-пиролюзитового типа в линейно-площадных корах выветривания, преимущественно на породах тагульской свиты, характеризующихся повышенными содержаниями марганца. Рудные тела имеют пластообразную, линзообразную форму, залегают субсогласно с вмещающими их породами, в большинстве случаев наблюдается четкая связь с определенными литостратиграфическими подразделениями и имеется тенденция к выклиниванию за пределами зоны окисления. Руды относятся к различным структурнотекстурным типам (желваковые, кусковатые, порошковые и др.), по составу среди них выделяются железомарганцевые, марганцевые, по содержанию марганца – бедные, рядовые и богатые. Как правило, они характеризуются повышенными содержаниями фосфора, иногда кобальта. Некоторые современные наземные растения и морские водоросли способны накапливать кобальт; вероятно и древние цианобионты, строившие строматолиты и микрофитолиты, обладали этой способностью.

Район характеризуется развитием мощных кор выветривания (120–150 м), в которых свинец и цинк присутствуют в форме смитсонита, церрусита, каламина, соконита, пироморфита.

В настоящее время возрастает интерес исследователей к биогенно-диагенетической гипотезе генезиса фосфоритов и марганцевых руд.

Предполагается несомненное участие цианобактериальных матов разного возраста в образовании рудных месторождений [6, 7]. Так, в пограничных толщах венда-кембрия возникли крупнейшие фосфатоносные бассейны с общими запасами  $P_2O_5$  порядка 14200.4 млн т. Они относятся к пластовому микрозернистому типу фосфоритов. Фосфориты этого типа приурочены к кремнисто-доломитовой формации, характеризуются ассоциацией с ванадиеносными углеродисто-кремнистыми сланцами, а также повышенным содержанием  $P_2O_5$  во всех вмещающих породах. Пластовые фосфориты сложены мельчайшими фосфатными частицами биогенного происхождения – пеллетами (микрозернами), включенными в карбонатный либо в кремневый цемент, а также псевдоморфозами по продуктам жизнедеятельности водорослей. Такие месторождения имеют значительное развитие в США, Монголии, КНР и др. Считается, что цианобактериальные маты (строматолиты и микрофитолиты) выступают в качестве геохимических барьеров, а также биосорбентов и сульфатредукторов в рудогенетических процессах в течение жизни и после окаменения (группа урановых месторождений Стрельцовской кальдеры) [8–10].

Исследования выполнены при финансовой поддержке Интеграционных проектов СО РАН ОНЗ-10.2. и 10.3.

- [1] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Серия Алтае-Саянская. N-46, (47) (Абакан) / В.В. Беззубцев, М.Л. Махлаев и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
- [2] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.
- [3] Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:1000000. Лист N-47- Нижнеудинск / Т.Ф. Галимова, А.Г. Пашкова и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
- [4] Дольник Т.А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области (Справочное руководство). Иркутск, 1982. 183 с.
- [5] Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 2000. 320 с.
- [6] Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 729–747.
- [7] Литвинова Т.В., Аббясов А.А. Биогеохимические процессы фосфатонакопления в древних морях // Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. IV. С. 101–105.
- [8] Барабашева Е.Е., Стремецкая Е.О. Комплексность рудогенетической модели Стрельцовского рудного поля // Вестник ЧитГУ. 2010. № 9(66). С. 62–63.
- [9] Холодов В.Н. Фазовые превращения фосфатов в осадочном процессе и генезис фосфоритов // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 3. С. 253–270.
- [10] Холодов В.Н., Недумов Р.И. Об ассоциации марганцеворудных и фосфоритоносных фаций в осадочных толщах. Сообщение 2. Сонахождения и парагенезы фосфора и марганца в нижнепалеозойских и докембрийских отложениях // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 2. С. 169–192.

#### ШАРАНУРСКИЙ КОМПЛЕКС (0. ОЛЬХОН) – ОБЪЕДИНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ И ПРОИСХОЖДЕНИЮ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ

В.С. Антипин, Н.В. Горлачева, В.А. Макрыгина, Л.В. Кущ

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

Гранитоиды древнего шаранурского комплекса были выделены на о-ве Ольхон [1], и его название дано по оз. Шара-Нур, где в центральной части острова установлены наиболее значительные проявления гранитоидного магматизма. В монографиях Е.В. Павловского, А.С. Ескина [1] и позже Л.Н. Куклея [2] детально рассмотрены геологические и структурные особенности шаранурских гранитоидов и впервые показано их существенное петрохимическое разнообразие в отношении как кремнекислотности, так и щелочности гранитоидных пород. Однако геохимические данные по ним появились лишь в последние годы, и на примере мигматитов и гранитов шаранурского комплекса была установлена их редкоэлементная специфика, увязанная с процессами метаморфизма и гранитообразования [3]. С геодинамических позиций в настоящее время выделяется Ольхонский террейн, являющийся фрагментом активной окраины Баргузинского микроконтинента, который причленился к Сибирскому кратону в раннем палеозое. Эти коллизионные события сопровождались проявлением процессов высокоградного метаморфизма, мигматизации и гранитообразования. Возраст гранулитовых комплексов на о-ве Ольхон 498±7 (Хобой) млн лет [4], в Приольхонье 495±5 млн лет [5], а возраст Шаранурского гранитогнейсового купола 476±9 млн лет (U-Pb).

В результате полевых и лабораторных исследований в 2010–2011 гг. пород гранитоидного состава о-ва Ольхон были выделены следующие их вещественные типы: 1) К-Na известковощелочные гранитоиды; 2) плагиограниты и плагиомигматиты; 3) редкометалльные микроклинальбитовые граниты; 4) субщелочные граниты и граносиениты; 5) щелочные сиениты. На диаграмме K<sub>2</sub>O–Na<sub>2</sub>O (рис. 1) видны широкие вариации соотношений щелочных элементов в



**Рис. 1. Соотношение К<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O в гранитоидах о. Ольхон (шаранурский комплекс).** *1* – калий-натриевые гранитоиды; 2 – плагиограниты, плагиомигматиты; 3 – редкометалльные микроклин-альбитовые граниты; 4 – субщелочные граниты и граносиениты; 5 – щелочные сиениты.



**Рис. 2.** Спайдердиаграмма для гранитоидов о. Ольхон (шаранурский комплекс). СЕС – континентальная кора Китая. Условные обозначения см. на рис. 1.

породах, но каждый тип занимает вполне определенное поле. Известково-щелочные гранитоиды фиксируют заметное преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ , хотя отмечены их разновидности с близкими содержаниями щелочных элементов. Существенно калиевыми являются пегматоидные редкометалльные граниты, для которых микроклин и слюда являются концентраторами многих редких элементов. Плагиограниты и мигматиты отделены от известково-щелочного типа наиболее Na спецификой, и в них содержание  $K_2O$  обычно не превышает 1–2 %. Субщелочные граниты и граносиениты характеризуются преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ , но они на диаграмме отделены от мигматитов и продолжают эволюционный тренд составов известковощелочные сиениты, которые имеют наиболее высокие содержания  $Na_2O$  и одновременно обогащены  $K_2O$ , что характеризует их как высокощелочные породы, содержащие нефелин. Таким образом, выделенные по петрографическим особенностям типы гранитоидов о-ва Ольхон различаются составом и характером щелочности.

Представленные вещественные типы гранитоидов о-ва Ольхон отчетливо различаются по своим геохимическим характеристикам, которые отражены на спайдердиаграмме (рис. 2). Прежде всего, отметим, что К-Na известково-щелочные гранитоиды, представленные как автохтонной, так и аллохтонной фацией, по геохимическим характеристикам наиболее близки к среднему составу континентальной коры, по которому нормировались породы шаранурского комплекса. Они, вероятно, формировались при анатектическом плавлении древнего гнейсового субстрата Ольхонского террейна. Весьма показательно, что плагиомигматиты и плагиограниты практически по всем элементам повторяют форму графика нормированых содержаний, отмеченную для известково-щелочного тренда, но на существенно более низком уровне концентраций. Из этих сходных закономерностей распределения элементов следует вывод о близком анатектическом происхождении гранитоидов обоих типов, но из разных по составу и геохимическим особенностям субстратов. Полученные геохимические данные подтверждают сделанный ранее вывод о локально-очаговом развитии гранитообразующих процессов в пределах отдельных тектонических пластин, образованных различными по составу субстратами в обстановке коллизии [3]. Наиболее вероятно, что при мигматизации гранулитового и амфиболитового субстрата формировались плагиомигматиты с дальнейшим выплавлением плагиогранитов.

Аномальными геохимическими особенностями обладают жильные пегматоидные редкометалльные граниты о-ва Ольхон, которые показывают глубокие минимумы концентраций Ва, Sr, Zr и Eu, но в то же время резко обогащены многими литофильными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, Ga, Y (рис. 2). Вероятно, эти редкометалльные граниты образовались из глубоко дифференцированного остаточного расплава, однако роль флюидных компонентов здесь была незначительной, так как концентрации бора и фтора в них ниже кларка в континентальной коре.

Гранитоиды высокой щелочности по геохимическим характеристикам отличаются от пород гранитоидного ряда, а также образуют два генетически несвязанных типа образований. На спайдердиаграмме (рис. 2) субщелочные граниты и граносиениты показывают минимумы содержаний Ва, Sr, Th и P, тогда как щелочные сиениты существенно обогащены этими элементами. Субщелочные породы фиксируют максимумы нормированных концентраций Ta, Nb, Zr и Sn, а щелочные сиениты имеют уровни содержаний этих элементов заметно ниже, чем в континентальной коре. Вероятнее всего, гранитоиды повышенной щелочности связаны с разным по своей природе магматизмом, который необходимо выявлять изотопно-геохимическими методами. Важной задачей исследований является также выяснение возрастных взаимоотношений гранитоидов различных вещественных типов и природы источников магматизма о-ва Ольхон.

Исследования выполняются при поддержке РФФИ, грант № 11-05-00515\_а, и Интеграционного проекта СО РАН № ОНЗ-9.3.

- [1] Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Наука, 1964. 128 с.
- [2] Куклей Л.Н. Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, 1988. 215 с.
- [3] Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1996. № 7. С. 637–649.
- [4] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.
- [5] Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Механошин А.С. и др. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады АН. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ИРКУТНОГО ТЕРРЕЙНА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИСТОЧНИКИ СНОСА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

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

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

Шарыжалгайский краевой выступ, расположенный в южной части Сибирского кратона, представляет собой выход глубокометаморфизованных раннедокембрийских пород на поверхность. Одним из основных структурных элементов Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона является Иркутный террейн, сложенный архейскими метаморфическими образованиями, претерпевшими переработку в палеопротерозое, которые интрудированы многочисленными массивами раннепротерозойских гранитоидов. По геологическим признакам Иркутный террейн относится к гранулит-гнейсовым областям [1].

Для детальных исследований пород Иркутного террейна был выбран участок среднего течения реки Китой. Были изучены два разреза метаморфических пород, относимых к Иркутному террейну: Тойсук и Холомха.

Разрез Тойсук представлен в нижней части двупироксеновыми кристаллическими сланцами, иногда с амфиболом и биотитом, ортопироксеновыми и биотитовыми гнейсами, а также гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми, гранат-ортопироксен-биотитовыми гнейсами в верхней части разреза. В разрезе Холомха отмечаются двупироксен-биотит-амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гранат-ортопироксен-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-биотит-силлиманитовые, двупироксен-биотит-амфиболовые гнейсы.

Исследованные породы в пределах обоих разрезов метаморфизованы в условиях гранулитовой фации на рубеже 2.62 млрд лет [2], а породы участка Холомха также прорваны коллизионными гранитами с возрастом 2.53 млрд лет [1]. Датирование U-Pb методом по циркону было проведено для гранат-ортопироксен-биотитового гнейса разреза Тойсук [2]. Наиболее древние ядра цирконов, найденные в этих гнейсах, имеют возраст 3390±35 млрд лет. Возраст метаморфизма был определен по каймам зерен циркона и соответствует 2623±32 млрд лет.

Согласно петрогеохимической классификации А.Н. Неелова [3], в неметаморфизованном состоянии большая часть гнейсов разреза Тойсук соответствует полимиктовым алевролитам, алевропелитовым и пелитовым аргиллитам, полимиктовым песчаникам, аркозам и субаркозам, а породы разреза Холомха в неметаморфизованном состоянии были представлены граувакковыми и полимиктовыми алевролитами, а также алевропелитовыми аргиллитами.

Для всех исследуемых пород фиксируются отрицательные значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$ , которые изменяются от –2.4 до –6.3, и значения модельного возраста  $T_{Nd}(DM)=3.0-3.5$  млрд лет. Полученные результаты позволяют допускать, что накопление осадочных толщ происходило в промежуток времени от 3.0 млрд лет (рассчитанный Nd модельный возраст) и 2.6 млрд лет (время метаморфизма пород). Различия в значениях  $\varepsilon_{Nd}(T)$  метаосадочных пород могут быть объяснены различиями в составах пород и, соответственно, в источниках сноса.

Содержание SiO<sub>2</sub> для большей части пород варьируется от 58 до 77 вес. %, содержание щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) – от 0.7 до 5.8 вес. %. Для анализа протолитов метаосадочных пород была использована система петрохимических модулей [4, 5]. Значения гидролизатного модуля (ГМ= = (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO)/SiO<sub>2</sub>) изменяются от 0.21 до 0.51, что позволяет отнести эти породы к силитам, сиаллитам и сиферлитам [5]. Значения фемического модуля ( $\Phi$ M= =(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO)/SiO<sub>2</sub>) варьируются от 0.05 до 0.21, что позволяет рассматривать их как нормально-фемические породы [5]. Значения титанового модуля (TM=TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) изменяются главным образом от 0.03 до 0.06, что позволяет отнести их к нормально-титанистым породам. Все исследованные породы характеризуются низкими значениями отношения SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2.75–7.65, что свидетельствует о незрелости осадков.

Для исследованных метаосадочных пород Иркутного террейна отношения La/Co, Th/Co и Th/Cr близки к отношениям в осадках, образованных за счет разрушения гранитоидов, а отношения Eu/Eu\*, La/Sc и Th/Sc соответствуют осадкам, сформированным как за счет разрушения гранитоидов, так и за счет пород основного состава [6].

В метаосадочных породах Иркутного террейна отмечаются варьирующиеся содержания редкоземельных элементов (РЗЭ). Концентрации La для основной массы пород варьируются от 18 до 59 ppm. Содержания Yb для большинства проанализированных пород составляют 1.3–8.0 ppm, однако отмечается группа пород, которая характеризуется пониженными содержаниями Yb – 0.74–0.83 ppm. Для метаосадков характерны как умеренно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов (La/Yb)n=2.92–10.22, так и сильно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов (La/Yb)n=2.92–10.22, так и сильно фракционированные спектры P3Э (La/Yb)n=12.67–47.97. Для исследованных метаосадочных пород Иркутного террейна отмечается положительная или слабо проявленная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\*)=0.68–1.51. Различия в спектрах распределения P3Э могут быть связаны как с различием составов источников пород, так и с разным содержанием граната в метаосадочных породах, который является основным концентратором тяжелых P3Э [7].

Изученные породы характеризуются умеренными значениями индикаторного геохимического отношения Ti/Zr, варьирующегося от 8.20 до 36.67, и низкими значениями отношений La/Sc=0.82–13.41, что, согласно классификации [8], свидетельствует об их формировании в обстановке континентальной дуги.

Сопоставление геохимических характеристик метаосадочных пород разрезов Тойсук и Холомха показало идентичность их составов, что указывает на близость источников их сноса и сходную геодинамическую обстановку формирования.

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов Китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1139–1150.
- [2] *Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. 2005. Vol. 136. P. 353–368.
- [3] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [4] Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных пород. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- [5] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПБ.: Наука, 2000. 479 с.
- [6] *Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. 2000. Vol. 5. P. 181–203.
- [7] *Туркина О.М., Урманцева Л.Н.* Метатерригенные породы Иркутного террейна гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 49–64.
- [8] Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. Vol. 92, № 2. P. 181–193.

#### ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД САЯНСКОГО КОМПЛЕКСА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА (МЕЖДУРЕЧЬЕ ИРКУТА И КИТОЯ)

#### Е.П. Базарова, В.Б. Савельева

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

Раннепротерозойский саянский интрузивный комплекс выделяется среди магматических образований Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы и входит в состав постколлизионного Южно-Сибирского магматического пояса [3]. Комплекс включает в себя довольно широкий спектр пород – от диоритов, гранодиоритов, граносиенитов до биотитмусковитовых гранитов. Массивы гранитоидов саянского комплекса обычно приурочены к тектоническим границам геологических блоков.

Целью проведенных исследований было геохимическое изучение и определение возраста образований саянского комплекса в юго-восточной части зоны Главного Саянского разлома (междуречье Иркута и Китоя, верховья рек Б. Бильчир и Шара-Жалга). Здесь породы саянского комплекса слагают массив сигарообразной формы протяженностью около 12 км при ширине до 1 км, ориентированный с северо-запада на юго-восток, имеющий интрузивные контакты с породами жидойской свиты архея и тектонический контакт по зоне Главного Саянского разлома с породами раннепалеозойского слюдянского кристаллического комплекса.

В составе изученного массива преобладают крупнозернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые монцониты и сиениты, нередко порфировидные (с вкрапленниками щелочного полевого шпата), представляющие первую интрузивную фазу массива. В зоне Главного Саянского разлома они сильно динамометаморфизованы, вплоть до образования по ним ультрамилонитов. Главными породообразующими минералами являются кварц, калиевый полевой шпат (обычно микропертитовый), в подчиненных количествах встречается плагиоклаз. Темноцветные минералы представлены биотитом и амфиболом; главные акцессорные и рудные минералы представлены биотитом, ильменитом, магнетитом. Из вторичных изменений наблюдаются серицитизация плагиоклаза, хлоритизация биотита, образование кайм титанита вокруг ильменита. Эти породы прорываются мелко- и среднезернистыми двуполевошпатовыми биотитовыми гранитами, относимыми ко второй фазе. Биотит имеет состав, промежуточный между аннитом и флогопитом (f=41–58 %, Al<sup>IV</sup>=1.04–1.30 на ф.е.); для него характерны высокие содержания Cl (до 0.65 %) и умеренные F (до 1.4 %). Амфибол представлен роговой обманкой с содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8.9–10.3 %.

Исследованные породы образуют ряд от монцонитов и сиенитов до щелочных лейкогранитов; наиболее дифференцированными являются образования первой фазы. Породы первой фазы имеют пониженные относительно второй фазы содержания SiO<sub>2</sub> (от 55 до 66 мас. % и от 68 до 74 мас. % соответственно) и повышенные –  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , FeO\*, MnO, MgO, CaO,  $P_2O_5$  и F. Согласно классификации [5], породы первой фазы относятся преимущественно к железистым образованиям, а второй фазы – к магнезиальным. На диаграмме (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO) – SiO<sub>2</sub> [5] точки составов пород первой фазы ложатся преимущественно в поле щелочной серии, а второй фазы – занимают поля известково-щелочной и щелочно-известковой серий. По соотношению K<sub>2</sub>O и SiO<sub>2</sub> [9] породы первой фазы относятся преимущественно к шошонитовой серии, а второй фазы – преимущественно к высококалиевой известково-щелочной серии. На классификационной диаграмме [7] рассматриваемые породы попадают в поле метаглиноземистых и перглиноземистых образований (величина индекса Шенда ASI изменяется от 0.85 до 1.22 для первой фазы и от 1.08 до 1.43 для гранитоидов второй фазы). На диагностической диаграмме Дж. Пирса [8], построенной по соотношению содержаний Rb и Y+Nb, точки составов рассматриваемых пород попадают в поле постколлизионных гранитов и частично в поле гранитов вулканических дуг. Расчеты по амфиболовому геобарометру [6] показали, что кристаллизация расплава происходила при Р=3.2-4.5 кбар.



Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов первой фазы саянского комплекса.

Для пород 1-й фазы характерны высокие содержания (среднее, г/т) F (1900), Ba (4600), Sr (1000), Zr (830), Rb (290), Y (47), V (78), Cr (63), Ni (16), Co (10), P3Э (990) и низкие Nb (8), Li (9). Спектры РЗЭ крутонаклонные вправо (La/Yb)<sub>N</sub>=79–88, с очень слабым Еи-минимумом (Eu/Eu\*=0.87). В породах 2-й фазы резко снижаются содержания F (<300 г/т), Ba (950 г/т), Sr (205 г/т), Zr (107 г/т), Y (11 г/т), a также Th, Zn, Co, V.

Локальным U-Pb методом (SHRIMP-II) были датированы цирконы из гранитов первой фазы, проба которых была отобрана в верховьях р. Б. Бильчир. Зерна цирконов преимущественно идиоморфные, величиной менее 0.25 мм, розовые, прозрачные, дипирамидальной формы. U-Pb датирование осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ С.Л. Пресняковым. Всего было выполнено 12 анализов в 12 кристаллах циркона, давших результат 1844±8.2 млн лет (рисунок). Это значение совпадает с полученным ранее А.Н. Диденко и др. [1] возрастом гранитов саянского комплекса, отобранных в среднем течении р. Тойсук; в пределах ошибки измерения оно близко к возрасту гранитов Барбитайского массива саянского комплекса (1858±20 млн лет [4]) и моложе возраста, полученного по гранитам шумихинского комплекса Присаянского краевого выступа (1861±1 млн лет [2]). Сопоставление анализов пород саянского комплекса в верховьях р. Б. Бильчир и Шара-Жалга с гранитоидами Шумихинского и Барбитайского массивов показывает, что изученные гранитоиды по петро- и геохимическим характеристикам близки к породам Барбитайского массива, тогда как гранитоиды Шумихинского массива отличаются повышенными содержаниями Y, Nb и Th, пониженным индексом ASI и пониженными концентрациями Na<sub>2</sub>O.

В целом можно сделать вывод о том, что опробованные нами гранитоиды по геохимическим характеристикам и возрасту более сходны с породами Барбитайского массива саянского комплекса, чем с гранитоидами Шумихинского массива одноименного комплекса. При этом сильная дифференцированность, которая наблюдается для первой фазы исследованных нами пород, не свойственна гранитоидам Барбитайского и Шумихинского массивов. Различия в содержаниях ряда петрогенных и редких элементов и отличающиеся друг от друга тренды, образованные точками составов гранитоидов на вариационных диаграммах, указывают на различные по составу источники расматриваемых гранитов, а также, возможно, на разные условия кристаллизации.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 10-05-00289-а.

- [1] Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
- [2] Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др. Раннепротерозойский постколлизионный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Доклады АН. 2002. Т. 382, № 5. С. 663–667.
- [3] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.* Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Доклады АН. 2003. Т. 392, № 4. С. 506–511.
- [4] Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717–731.
- [5] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42, № 11. P. 2033–2048.
- [6] Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. Vol. 17. P. 837–841.
- [7] *Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. P. 635–643.
- [8] Pearce J. Sources and setting of granitic rocks // Episodes. 1996. Vol. 19, № 4. P. 120–125.
- [9] *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 58. P. 63–81.

#### СТРУКТУРА И ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ ГЕОЭЛЕКТРИКИ И СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Е.А. Баталева, В.Ю. Баталев, В.Е. Матюков

Бишкек, Научная станция РАН, bataleva@gdirc.ru

К настоящему моменту накоплен достаточно большой объем полевых данных, построены геоэлектрические и скоростные модели глубинного строения Тянь-Шаня [1–3]. Однако на рассматриваемой территории еще не предпринимались попытки использовать для интерпретации глубинных геофизических разрезов и оценки состояния вещества нижней коры и верхней мантии лабораторные измерения физических свойств образцов глубинных пород при высоких РТусловиях. Физические свойства пород нижней коры и верхней мантии под Ат-Башинским и Кок-Шаальским хребтами определены при лабораторных измерениях электропроводности и скоростей упругих волн на образцах эклогитов и глубинных ксенолитов, вынесенных на поверхность щелочными базальтами [4]. Привлечение для петрологической интерпретации геофизических моделей данных лабораторных измерений физических свойств пород, являющихся репрезентативными для нижней коры и верхней мантии Тянь-Шаня, является средством для определения особенностей глубинной структуры и состояния вещества Тянь-Шаньского внутриконтинентального орогена и его геодинамического состояния [5]. Исследования последних лет показали, что данные глубинной магнитотеллурики приводят к качественно новым выводам, если они анализируются в рамках комплексных геофизических моделей совместно с данными петрологического анализа и термобарометрии [6, 7]. Это может быть информация о флюидном режиме [8], зонах фазовых переходов и термодинамическом состоянии литосферы, степени и характере пористости, а также истории развития геодинамических обстановок [7]. Хорошая корреляция с региональными тектоническими структурами указывает на то, что коровые проводники трассируют зоны крупнейших разломов и сутурные зоны закрытия палеоокеанов.

При совместном рассмотрении глубинных разрезов МТЗ по региональным профилям вдоль меридианов 74° и 76° в.д., наблюдается значительное сходство поведения коровых проводящих структур на расстоянии от Нарынской впадины до Киргизского хребта, соответствующих в плане контурам Иссык-Кульского микроконтинента [5]. Проводящие структуры на геоэлектрических разрезах, которые соответствуют северной и южной границам Иссык-Кульского микроконтинента, круто опускаются до глубин 40 км и более на Кекемеренском (74° в.д.) и на глубины до 50 км на Нарынском (76° в.д.) профиле. Подошва Иссык-Кульского микроконтинента трассируется коровым проводником, который на обоих разрезах залегает субгоризонтально на протяжении почти 50 км. Обращает на себя внимание тот факт, что выделяемые на рассматриваемых геоэлектрических разрезах высокоомные структуры внутри Иссык-Кульского микроконтинента также прослеживаются и между профилями, расстояние между которыми составляет примерно 150 км, хотя обычно методом магнитотеллурического зондирования более устойчиво выделяются проводники, нежели изоляторы. То обстоятельство, что границы Иссык-Кульского микроконтинента являются электропроводящими, хотя он занял свое место еще в раннем девоне [9], позволяет предположить влияние современной тектонической активизации.

Распределение сейсмических скоростей Vp, полученное по методу обменных волн землетрясений (MOB3) вдоль трансекта MANAS (2007 г.), в сопоставлении с геоэлектрической моделью для Ат-Башинской аккреционно-коллизионной зоны, подтвердило предположение о том, что расположение и наклон крупных пластин (чешуй), а также способ и направление эксгумации эклогитов в этой зоне аналогичны наблюдаемым в Северо-Западном Китае [10].

Данные петрологического анализа, термобарометрии и лабораторных исследований скоростей упругих волн нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов свидетельствуют о том, что поверхность Мохо на момент выноса ксенолитов около 70 млн лет назад располагалась на глубине около 35 км, в то время как ее современная глубина залегания составляет 55 км. Тепловой поток на поверхности за 70 млн лет уменьшился с 80 до 60 мВт/м<sup>2</sup>.

Представленные исследования осуществляются в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и частично при поддержке РФФИ, грант 10-05-00572-а.

- [1] Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- [2] Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Кпарр Ј.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Roecker S.W., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар – Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
- [3] Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophysical Research Letters. 2003. Vol. 30, № 15. 1806. doi:10.1029/2003GL017455.
- [4] Batalev V.Yu., Egorova V.V., Simonov V.A., Litasov Yu.D., Bagdassarov N. Plume magmatism and mantle xenoliths of the South Tien Shan // Large igneous provinces of Asia, Mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the international symposium. Novosibirsk: Sibprint, 2009. P. 43–44.
- [5] Buslov M.M., Klerkx J., Abdarakhmatov K., Delvaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschutter B., Muraliev A. Recent strike-slipe deformation of the Northern Tien-Shan // Intraplate strike-slip deformation belts / Eds. F. Stori, R.E. Holdsworth, F. Salvini. Geological Society London Special Publication. 2003. Vol. 210. P. 53–64.
- [6] *Batalev V., Bataleva E., Rybin A.* Xenolith constrains on conductivity of the Tarim-Tien Shan junction zone // Electromagnetic soundings: theory and applications: Proceedings of the International Workshop in memory of Mark N. Berdichevsky and Peter Weidelt. Moscow, 2010. P. 67–71.
- [7] Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // Journal of Geophysical Research. 2011. Vol. 116. B01202. doi:10.1029/ 2009JB007125.
- [8] *Bataleva E., Rybin A., Batalev V., Matyukov V.* Models of fluid saturated zones according magnetotellurics and seismic data on Tien-Shan crust and mantle along transect MANAS // EGU General Assembly. 2009. Geophysical Research Abstracts. 2009. Vol. 11. EGU2009-543.
- [9] Буртман В.С. Геодинамика палеоокеанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Сборник материалов Четвертого международного симпозиума 15–20 июня 2008 года. Москва–Бишкек, 2009. С. 45–52.
- [10] *Gao J., Klemd R.* Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan orogen, NW China: geochemical and age constraints // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 1–22.

#### АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ТЕКТОНИКИ НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

#### С.Ю. Беляев, И.И. Белякова

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

Расположение месторождений относительно тектонических элементов трех типов, выделенных авторами в центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы ЗСГ [1], схематически показано на рисунке.

На месторождениях, приуроченных к структурам, главная фаза роста которых соответствует посттуронскому времени (тип I), этаж нефтегазоносности от бата до сеномана. Среди этих месторождений такие гиганты, как Уренгойское, Песцовое, Юбилейное, Вынгапуровское, Варьеганское и др. По фазовому составу среди залежей на этих месторождениях встречаются нефтяные, нефтегазоконденсатные, нефтегазовые, газоконденсатные и газовые.

Нефтегазоносность структур этого типа обусловлена совпадением во времени основной фазы роста положительных тектонических элементов (ловушек углеводородов) с вхождением нефтематеринских пород юрского комплекса в главную зону нефтеобразования и главную зону газообразования, а газоматеринской меловой покурской свиты – в верхнюю зону газообразования.

К структурам I порядка, рост которых начался на дотуронском этапе (Северный свод, Часельский и Медвежье-Нугинский наклонные мегавалы), – тип II крупные и гигантские месторождения – приурочены месторождения: Губкинское, Комсомольское, Русское, Южно-Русское, Медвежье и другие. Этаж нефтегазоносности для месторождений, приуроченных к структурам II типа, колеблется от бата до сеномана, а фазовый состав залежей более или менее равномерно распределен по разрезу, хотя в его верхах преобладают газовые залежи.

Детальный анализ нефтегазоносности структур этого типа показал, что, несмотря на то, что рост этих положительных тектонических элементов начался в докайнозойское время (история тектонического развития всех этих тектонических элементов достаточно сходна), главными факторами, определившими нефтегазоносность отдельных структур, явились разный генерационный потенциал материнских отложений и различная глубина их залегания, связанная с их расположением в центральной или бортовых частях Западно-Сибирской геосинеклизы.

Рассмотрим месторождения, приуроченные к крупным отрицательным структурам, принципиальные черты строения которых оформились к концу юрского периода (тип III). К таким месторождениям относятся Южно-Таркосалинское, Западно-Харампурское, Южно-Часельское, Береговое, Ямбургское и другие.

Для этих месторождений характерны газовые, газоконденсатные, нефтегазоконденсатные и нефтяные залежи, распределенные в разрезе от бата до сеномана, причем газовые залежи сосредоточены в верхах разреза, а остальные в его низах и средней части.

Анализ показал, что заложение к концу юрского периода крупных отрицательных структур на севере территории исследования обеспечило вхождение нефтематеринских свит юрского комплекса как в главную зону нефтеобразования, так и в главную зону газообразования в наиболее прогнутых частях, что обусловило формирование нефтяных и нефтегазоконденсатных залежей в нижнемеловом комплексе. Нижне- и среднеюрские отложения в южной части Среднепурского мегажелоба достигли главной зоны нефтеобразования и генерировали углеводороды в верхнеюрские коллекторы. Кроме того, на кайнозойском этапе происходила генерация газа из меловой покурской свиты, вошедшей в верхнюю зону газообразования, и одновременный рост структурных ловушек, в результате чего были сформированы сеноманские залежи газа.

Таким образом, анализ стратиграфической приуроченности залежей на месторождениях, относящихся к разным типам структур, показал следующее: нефтегазоносность месторождений



Расположение месторождений на структурах, относящихся к разным типам.

структур I типа обусловлена совпадением по времени (кайнозойский этап) основной фазы роста положительных тектонических элементов с вхождением нефтематеринских пород юрского комплекса в главную зону нефтеобразования и главную зону газообразования, а газоматеринских отложений покурской свиты – в верхнюю зону газообразования. Главными факторами,

определившими нефтегазоносность отдельных структур II типа, явились разный генерационный потенциал материнских отложений и различная глубина их залегания, связанная с их расположением в центральной или бортовых частях Западно-Сибирской геосинеклизы. Заложение крупных отрицательных структур (III тип) на севере территории исследования к концу юрского периода обеспечило вхождение на более поздних этапах нефтематеринских свит юрского комплекса как в главную зону нефтеобразования, так и в главную зону газообразования в наиболее прогнутых частях; это обусловило формирование нефтяных и нефтегазоконденсатных залежей в юрских и меловых резервуарах.

[1] Беляев С.Ю., Белякова И.И. История тектонического развития и типы структурных элементов севера центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 31–33 (наст. выпуск).

#### ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ТИПЫ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

#### С.Ю. Беляев, И.И. Белякова

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

Анализ современных сейсмических (19, 25, 102 и 105) и палеопрофилей позволяет проследить поэтапное развитие осадочного чехла территории исследования (рисунок). Ниже коротко приведено описание тектонического развития этой территории; использовались названия структурных элементов, выделенных в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН в 2001 г. [1].

В конце юрского периода рельеф подошвы юрского комплекса представлял собой полого наклоненную на восток и погружающуюся в северном направлении поверхность. Подошва юрского комплекса была довольно слабо расчленена в южной части территории исследования и более контрастно – на севере: к концу юры в подошве юрского комплекса явно выделялась крупная отрицательная структура Большехетская мегасинеклиза и приподнятые по сравнению с ней соседние участки.

К концу юры в подошве осадочного комплекса наметились малоамплитудные положительные тектонические элементы, соответствующие современным Часельскому и Медвежье-Нугинскому наклонным мегавалам. Кроме того, в подошве юрского комплекса, а в зонах развития осадочного триаса – в подошве всего осадочного чехла, были заложены крупные отрицательные структуры: северная часть Среднепурского наклонного мегажелоба (на юге территории исследования отрицательная форма желоба не прослеживается) и Надымская гемисинеклиза. Борта наиболее погруженной северной части территории, соответствующей современной Большехетской мегасинеклизе, были осложнены разрывными нарушениями.

В берриас-аптский и апт-альб-сеноманский этапы развития на территории исследования происходило постепенное общее прогибание Западно-Сибирской геосинеклизы, которое сопровождалось развитием дизъюнктивных нарушений в ее прибортовых и северных областях. На протяжении этих двух этапов область максимального прогибания территории смещалась из восточной части в центральную на берриас-аптском этапе и снова в восточную часть – на аптальб-сеноманском. Следует отметить, что к концу апт-альб-сеноманского этапа наметилась малоамплитудная положительная форма Северного свода.

Турон-кайнозойский этап развития сыграл решающую роль в формировании современной структуры Западно-Сибирской геосинеклизы на территории исследования. На этом этапе окончательно оформилась чашеобразная форма бассейна, возросли амплитуды отрицательных и положительных структур, очертания которых были намечены на докайнозойском этапе. Важной особенностью этого этапа является оформление очертаний положительных структур разных порядков, которым на предыдущих этапах соответствовали отрицательные или промежуточные формы рельефа. К ним относятся меридионально вытянутые структуры II порядка: Северо-Красноселькупский мезовыступ, Центрально-Уренгойский, Вынгапуровский, Етыпуровский и Ярэйский наклонные мезовалы; структуры III порядка: Ямсовейское и Юбилейное КП. Значительно выросли амплитуды намеченных ранее положительных структур: Северного свода, Часельского наклонного мегавала и Медвежье-Нугинского мегавала. Склоны поднятий осложнены зонами дизъюнктивных нарушений, вытянутых субмеридионально. Контрастно выделяется на фоне формирования положительных структур развитие Ярудейского наклонного мегавыступа: на протяжении всех этапов развития этой структуре соответствовала четко выявляемая в рельефах отражающих горизонтов отрицательная структура, на турон-кайнозойском этапе развития произошло относительное воздымание этого участка и возникновение крупной контрастной положительной структуры. Процессы турон-кайнозойской тектонической активи-



Граница Западно-Сибирской геосинеклизы Граница Внешнего пояса и Внутренней области Граница Ямало-Карской региональной депрессии и Среднеобской региональной депрессии



Линии сейсмических профилей

Скважины, по которым строились схемы корреляции

Обзорная схема территории исследования.

зации сопровождались активным разломообразованием в чехле Западно-Сибирской геосинеклизы.

На территории исследования (север центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы) можно выделить три типа структур. Критериями выделения являются их современная морфология и история развития в мезозое и кайнозое. К первому типу относятся субмеридионально вытянутые в плане положительные структуры I и II порядка (Варьеганско-Тагринский мегавыступ, Ярудейский мегавыступ, Северо-Красноселькупский мезовыступ, Центрально-Уренгойский, Вынгапуровский, Етыпуровский и Ярэйский наклонные мезовалы). На докайнозойском этапе эти структуры проявляли себя в рельефе отражающих горизонтов как промежуточные или даже отрицательные структуры, а на турон-кайнозойском этапе испытали резкое относительное воздымание с возникновением положительных форм. Ко второму типу относятся структуры I порядка, положительные формы которых были заложены на докайнозойском этапе (Часельский и Медвежье-Нугинский наклонные мегавалы – к концу юры, Северный свод – к концу сеномана). Амплитуды этих структур росли постепенно на протяжении предкайнозойской истории развития, однако кайнозойский этап также сыграл значительную роль в формировании и усложнении их окончательной структуры. К третьему типу относятся крупные отрицательные структуры: Большехетская мегасинеклиза, Надымская мегасинеклиза, Среднепурский наклонный мегажелоб. Эти структуры были заложены еще в доюрское время и в течение всей истории тектонического развития испытывали относительное прогибание. Максимально прогнутой отрицательной структурой является Большехетская мегасинеклиза, можно также отметить, что субмеридионально вытянутый Среднепурский наклонный мегажелоб развивался неравномерно: его северная часть была заложена в доюрское время, а южная оформилась только на этапе кайнозойской тектонической активизации.

[1] Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11–12. С. 1832–1845.

#### ГЕОКИНЕМАТИКА ТЕРРЕЙНОВ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ: ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АСПЕКТ

#### Ю.С. Бретштейн

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, yurybr2007@yandex. ru

За минувшее десятилетие на юге Дальнего Востока России (в Приморье, Приамурье и Восточном Забайкалье) проводилось палеомагнитное изучение метаморфических и терригенновулканогенных комплексов протерозоя и фанерозоя в пределах центральной и восточной частей Центрально-Азиатского орогенного пояса [1–3, 6, 7], которые отождествляются с т. н. Амурской плитой (АП). Последняя формировалась на протяжении всего фанерозоя как система разнонаправленных орогенных поясов, сложенных коллажами тектоно-стратиграфических террейнов различного возраста и генезиса [4]. Глубинные границы АП в настоящее время достаточно хорошо фиксируются геофизическими методами [5].

Результаты палеомагнитного изучения многочисленных осадочно-вулканогенных разрезов указывают на приэкваториальные палеошироты формирования намагниченности слагающих указанные террейны пород на всём временном отрезке от протерозоя до перми включительно (таблица). Общий тренд смещения террейнов и плит от протерозоя и кембрия до мезозоя двигался с юга на север (в современных координатах) с флуктуациями их палеоширот (в пределах точности палеомагнитного метода), обусловленными как геофизическими причинами (недипольностью геомагнитного поля в периоды инверсий, занижением наклонения вследствие магнитной анизотропии и пр.), так и неточностью определения (корреляции) геологического и палеомагнитного возраста – в особенности при возможном перемагничивании терригенных пород.

«Промежуточная» палеоширотная позиция террейнов Амурской плиты в рифее и раннем-среднем палеозое между Сибирской и Северо-Китайской плитами и относительно компактное расположение указанных геоблоков (для принятого нами варианта полярности) могли определяться, в частности, их принадлежностью к единому суперконтиненту.

Выявлены значительные «внутриплитные» вращения отдельных террейнов без существенного палеоширотного смещения их относительно друг друга. Располагаясь на стыке Сибирской (СП), Северо-Китайской (СКП), Тихоокеанской (ТП) и, возможно, Северо-Американской (САП) плит в зоне «влияния» (взаимодействия) последних, террейны и мелкие геоблоки Амурской плиты на разных временных этапах претерпели сложный характер движений между этими смежными плитами. Генеральное влияние на кинематику подобных трансформаций оказывали перманентно развивавшиеся процессы локального вращения отдельных террейнов с эйлеровыми полюсами, близкими объектам отбора образцов.

Доверительные интервалы «точек вращения» совокупности геоблоков в фанерозое часто близки к району пересечения субширотных «монголо-охотских» разломов, разделяющих СП и АП, и субмеридионально-северо-восточных разломов системы Танлу и, как правило, перекрывают зоны сочленения СП, СКП и ТП. Наблюдаемую картину расположения палеополюсов на сфере, отражающую подобные вращения, можно интерпретировать как следствие поворотов геоблоков и террейнов друг относительно друга в позднемезозойское–раннекайнозойское время при перманентных, преимущественно левосторонних сдвиговых смещениях в пределах разломных зон, «обрамлявших» указанные геоблоки, в т. ч. приуроченных к наложенным (в мезозое) депрессионным структурам. Эти процессы протекали в рамках общей коллизии и косого скольжения плит на позднепалеозойско-мезозойском этапе тектогенеза, что отражается, в частности, в схожем тренде «унаследованного» вращения (размещения) по часовой стрелке позиций палеополюса на протяжении всего среднего палеозоя – до мезозоя. Этому, возможно, также сопутствовало развитие кайнозойского рифтинга, ассоциируемого с северо-западной субдукцией ТП под Азиатский континент, в завершающие этапы замыкания реликтового Палеоазиатского

Террейны,	Возраст	$\frac{N/n_0/n}{N/R}$	$\phi_{m}$	Λ	Φ	A <sub>95</sub>
Аргунский	R2	9/96/84	4.8	99.2	-33.0	25.6
117.5 50.7		40/44				
МатвНахимовский	R3	<u>17/129/113</u>	-2.0	98.9	-42.2	20.1
133.4 45.3	~	73/40				
Аргунский	e	$\frac{3/34/30}{20}$	-4.9	109.4	-43.1	5.8
119.4 51.4 М-Хинганский	F	-/30 7/85/76	23	50.9	_57	11.0
130 7 49 2	C	25/51	2.5	50.7	-5.7	11.9
Галамский	E	1/18/14	-4.8	54.1	-11.8	21.3
135.7 54.6		7/7				
Сергеевский	E	8/133/124	-1.7	168.6	-42.9	20.8
133.0 43.1	~	47/77	<b>.</b>		<b>a</b> a <b>a</b>	
Спасский	e	10/198/178	-0.3	93.4	-38.5	9.8
132.8 44.3 Хритей-Паурский	D 2	89/89 7/50/41	27	59.4	_24.3	12.0
112.3 49.8	D :	$\frac{7750741}{26/15}$	2.1	39.4	-24.5	12.9
Агинский	D <sub>1-2</sub>	2/22/18	-12.8	62.3	-41.1	18.4
115.6 50.6	. 2	5/13				
Аргунский	D <sub>1-2</sub>	<u>9/139/118</u>	-0.8	59.3	-23.8	9.9
117.3 51.4	D	50/68	2.1	0 <b>1</b> <del>-</del> -	20.0	1.0
Ольдойский 122.0 54.0	$D_{1-2}$	<u>18/185/16/</u> 67/100	3.1	347.5	30.8	4.0
125.0 54.0 М -Хинганский	Dia	1/22/20	2.6	323.8	44 1	11.4
131.8 47.9	<b>D</b> 1-2	$\frac{1722720}{17/3}$	2.0	525.0		11.4
Ниланский	$D_1$	1/13/13	-0.6	54.4	-7.6	9.2
135.6 51.9		-/13				
Галамский	$D_1$	<u>3/39/32</u>	-8.3	348.3	22.2	9.0
135.7 54.6	G	20/12	2.6	(1.2)	24.2	155
	$\mathbf{S}_1$	<u>5/132/11/</u> 50/58	-3.0	61.3	-24.3	15.5
2 Вознесенский	S	4/61/59	-5.2	79.4	-38.2	10.4
132.5 44.2	5	59/-	0.2	///	50.2	10.1
Спасский	$D_3$	<u>1/26/22</u>	-5.1	54.3	-18.9	3.6
132.7 44.2		3/19				
AII	Р	<u>14/-/449</u>	-3.7	333.0	36.2	13.3
129.5 47.2	т	-	55 2	169.4	42-1	19.0
- « - 1173 513	$\mathbf{J}_1$	<u>10/100/98</u> 98/-	33.5	108.4	45.1	18.0
	J <sub>2-3</sub>	28/-/160	38.6	349.5	72.5	19.8
123.9 52.2	- 2-3	-				

	<u> </u>	
Ι δησομή το ποποριαστιμάτη το πορογιστρί τη ποιγοτορ	I IV TONDOULOD	A MUMORALI H HUTH
ОСНОВНЫЕ ПАЛЕОМАТНИТНЫЕ ПАDАМЕТОЫ НЕКОТОР	ных теппеинов /	АМУНСКОЙ ПЛИТЫ
Central in the indice indice in the indice indice in the i		

П р и м е ч а н и е. N/n<sub>0</sub>/n – количество геологических разрезов / измеренных штуфов / в т. ч. использованных при расчетах палеополюса; N/R – количество образцов прямой (N) и обратной (R) полярности;  $\phi_m$ ,  $\Lambda$ ,  $\Phi$  (A<sub>95</sub>) – в градусах – геомагнитная широта (палеоширота) района, долгота и широта (радиус круга доверия) для среднего полюса при вероятности 1–p=0.95.

для АП и СКП сходен, при этом, в частности, позиции палеомагнитного полюса для юрских наложенных депрессий АП располагаются ближе к мезозойскому участку ТКДП для СКП и в большей степени отличаются от немногих часто проблематичных юрских полюсов, имеющихся для Сибири.

Величина углового разворота террейнов и более мелких геоблоков различна и часто достаточно значительна: например, между крайними девонскими позициями «забайкальских» (Хэнтей-Даурского, Агинского, Аргунского) и «приморско-приамурских» (Спасского и Ниланского) террейнов, с одной стороны, и террейнов, позиции палеомагнитного полюса которых
фиксируются в северном полушарии (Ольдойский и Малохинганский) – с другой, достигает 122.5°. Оценка смещений и вращений отдельных геоблоков друг относительно друга указывает на отсутствие статистически значимого широтного дрейфа большинства геологических объектов АП, сложенных девонскими и юрскими осадками, относительно СКП (при существенных угловых разворотах) и фиксирует их значимые смещения с преимущественно небольшими вращениями по отношению к Сибирской плите.

Полученные палеомагнитные данные по мезозою дают основание предполагать, что в средне- и позднеюрское время наложенные депрессии Амурской плиты в палеогеографическом отношении представляли собой пассивную континентальную окраину Северо-Китайской плиты, отделенную на тысячу километров и более от Сибирской плиты озерно-континентальными остаточными бассейнами и мелководными заливами Палеоазиатского океана. Это расстояние, в целом, характеризует общую величину сокращения (скучивания) коры при коллизии и аккреции.

- [1] Бретитейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнетизм главных тектонических единиц юга Дальнего Востока // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 206–225.
- [2] Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнитное изучение позднепротерозойских и раннекембрийских пород террейнов Амурской плиты // Физика Земли. 2007. № 10. С. 95–109.
- [3] *Бретштейн Ю.С.* Петро-, палеомагнитное изучение юрских осадочных пород юго-востока России // Физика Земли. 2009. № 6. С. 32–43.
- [4] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 336 с.
- [5] *Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др.* Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
- [6] Bretshtein Y.S., Klimova A.V. Paleomagnetism of rocks in the Phanerozoic terrains of Southeast Russia: Comparison with data for the North China platform: A review // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. Vol. 7, № 1. P. 1–19.
- [7] Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W. P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophysical Journal International. 2002. Vol. 148. P. 34–57.

#### ПЕРСПЕКТИВЫ БЛАГОРОДНО- И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И КОДАРО-УДОКАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

А.Е. Будяк\*, А.М. Станевич\*\*, Э.А. Развозжаева\*, Н.Н. Брюханова\*, М.Г. Волкова\*

\*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, budyak@igc.irk.ru \*\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны (СФЗ) выделяется несколько углеродистых толщ раннепротерозойского возраста, которые являются единой углеродисто-терригенной формацией, возникшей, скорее всего, в условиях эпикратонного рифтогенного морского бассейна (рисунок). На Тонодском поднятии они представлены албазинской и михайловской свитами, на Нечерском – чуйской толщей и ходоканской свитой, а в Кодаро-Удоканской СФЗ – отложениями кодарской подсерии (боруряхская, веселинская, икабийская, аянская и, возможно, инырская (чинейская подсерия) свиты). Все они выделяются нами как кевактинская углеродисто-терригенная формация.

В пределах изучаемой территории известны промышленно значимые месторождения благородных и редких металлов, наиболее известным из которых является гигантское месторождение меди Удокан, локализованное в зоне развития нижнепротерозойских образований в пределах Удоканского синклинория, относящегося к крупной Кодаро-Удоканской СФЗ. Главная роль в локализации рудной минерализации принадлежит карбонатно-терригенному удоканскому комплексу (серии). Образования комплекса делятся на четыре крупные подсерии: джялтуктинскую, кодарскую, чинейскую и кеменскую. Отложения кодарской подсерии, судя по литологическим характеристикам, формировались в условиях дистального шельфа и материкового склона. Наиболее характерной геохимической чертой всех отложений кевактинской углеродисто-терригенной формации является высокое содержание глинозема в сланцах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в среднем 19 мас. %, с максимумами до 27 мас. %) и K<sub>2</sub>O (4-6 мас. %). Их накопление можно объяснить активным выветриванием исходных пород под влиянием жаркого, гумидного климата. Кроме того, отложения формации обогащены рассеянным углеродистым веществом, что свидетельствует о бурном развитии бактериального бентоса в бассейне осадконакопления с застойным режимом [1]. Концентрации Сорг варьируются в пределах от 0.5 до 10 мас. %. Высокоуглеродистые метаалевролиты и метааргиллиты кодарской подсерии (икабийская, аянская и инырская свиты) характеризуются повышенными содержаниями мафических петрогенных элементов: Fe, Mg, Ca, Mn и ряда халькофильных металлов: Cu, Ni, Zn, Pb, Au, Ag, U, а также элементов платиновой группы (в единичных пробах, достигающих 0.0n – 0.n г/т). Такая геохимическая специализация может быть следствием определенной унаследованности химизма пород выделяемого здесь более древнего зеленокаменного пояса [2], а также синхронного вулканизма основного состава, проявленного на раннем, рифтогенном, этапе развития прогиба и способствовавшего формированию металлогенической специализации толщ [3, 4]. Рудная минерализация исследуемых углеродистых отложений представлена в основном пиритом, халькопиритом, пирротином, молибденитом, сульфидом никеля. Элементный состав рудной минерализации также обогащен рядом элементов: Cu, Co, Ni, V, Mo, Ag, U, Pt, As.

Характерным для Кодаро-Удоканской СФЗ является то, что терригенные и карбонатнотерригенные красноцветные отложения прибрежных и дельтовых фаций, расположенные на одном стратиграфическом уровне с отложениями кодарской серии, а также находящиеся выше по стратиграфической вертикали, часто являются обогащенными на ряд рудных компонентов: Cu, Zn, Pb, U, Ni, Au, Ag, Pt, Pd и др., вплоть до промышленно значимых концентраций. Это отмечается для свит кодарской и чинейской подсерии, но наиболее ярко выражено в сакуканской свите, входящей в состав кеменской подсерии, к которой приурочено гигантское Удоканское месторождение меди и ряд его более мелких сателлитов.



Схема структурно-формационного районирования Байкальской горной области (БГО) (по материалам (Немеров, Станевич, 2001) с добавлениями). *1* – дорифейские образования фундамента Сибирской платформы; *2* – выступы дорифейского фундамента в БГО: С-Б – Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, Ч – Чуйский, Т – Тонодский, Н – Нечерский; *3* – Кодаро-Удоканская структурноформационная зона; *4*–*6* – рифейские структурно-формационные зоны: *4* – внешние – Прибайкальская (ПБ), Приленская (ПЛ), Причарская (ПЧ); внутренние: *5* – Мамско-Бодайбинская, *6* – Байкало-Муйская; *7* – фанерозойские отложения чехла Сибирской платформы; *8* – северная граница накопления рифейских образований; *9* – границы Ленского золотоносного района.

По данным Л.Б. Макарьева с соавторами [5], углеродистые породы удоканской серии выделяются как один из платиноносных уровней Урага-Холболокского рудного узла, с которым связаны Холболокское, Графитовое, Бортовое и другие Pd-Ir-Pt проявления, ввиду чего обнаружение платинометалльных, золоторудных проявлений, генетически связанных с углеродистыми образованиями Тонодского и Нечерского поднятий, а также Кодаро-Удоканской СФЗ, в пределах рассматриваемых образований [6, 3] становится более актуальным. Это позволяет рассматривать кевактинскую углеродисто-терригенную формацию в качестве источника рудного и сопутствующих компонентов и учитывать ее при оценке перспектив возможного благородно- и редкометалльного оруденения в пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской СФЗ.

- [1] Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В., Станевич А.М. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 271–281.
- [2] Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
- [3] *Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А. и др.* Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17–24.
- [4] Немеров В.К., Будяк А.Е., Развозжаева Э.А., Макрыгина В.А., Спиридонов А.М. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2009. № 2(35). С. 4–17.
- [5] Макарьев Л.Б. Платинометалльность докембрийских углеродистых формаций Северо-Восточного Забайкалья // Платина России. М.:АОЗТ «Геоинформмарк», 1994.
- [6] *Гурская Л.И*. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

# О ГРАНИЦЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

#### В.В. Булдыгеров

Иркутск, Иркутский государственный университет, buldygerov@irk.ru

На тектонических картах и схемах граница Сибирской платформы с Байкало-Витимской складчатой областью (БВСО) проводится как резкая, что не отражает существующих геологических реалий. Рассмотрим соотношения образований Сибирской платформы и БВСО в возрастной последовательности.

Архейские образования в пределах БВСО слагают отдельные блоки, ограниченные либо разломами, либо постархейскими интрузивами, или перекрыты более поздними отложениями. Наиболее крупные из них: Чуйский, Нечёрский, Тунгус-Дабанский, Южно-Муйский (?), Амалатский. Чуйский блок по геофизическим данным на глубине соединяется с фундаментом Сибирской платформы [1]. Нечёрский блок отделен от Алданского щита лишь относительно узкой полоской постархейских образований. В пределах Чарского блока Алданского щита присутствуют образования Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса и самодуровской серии, которые распространены и в пределах БВСО. Амалатский блок отделен от Алданского щита лишь полосой постархейских гранитоидов, распространенных в обеих структурах. К югозападу от этого блока прослеживается полоса разрозненных в основном гранитоидами выходов архейских образований почти до Восточного Прибайкалья. Эти данные позволяют считать, что в архее территории Сибирской платформы и БВСО представляли собой единое тектоническое образование.

Супракрустальные образования раннего протерозоя слагают Тонодскую и Северо-Муйскую глыбы, а также имеют место по периферии Чуйской и Нечерской глыб архейских образований. По данным В.И. Лившица и Б.В. Яблоновского, первично-терригенно-глинистые отложения Удоканского прогиба, расположенного на Алданском щите, прослеживаются до периферии Нечёрского блока и сопоставляются с отложениями Тонодского блока [6]. В центральной части расположен Северо-Муйский блок, сложенный осадочными отложениями джалтукской серии с трансгрессивным изменением разреза от терригенных отложений до карбонатных. На восточной окраине Чуйского блока отложения раннего протерозоя объединены А.Н. Дёминым в верхнеокунайскую серию, разрез которой также изменяется с трансгрессивной направленностью. Внизу преобладают терригенные отложения, вверху – доломиты. По всему разрезу наблюдаются пачки вулканитов базальт-риолитовой контрастной серии. Образования верхнеокунайской серии с перерывами прослеживаются до Западного Прибайкалья, где выделяются в сарминскую серию. Аналоги ее прослеживаются и вдоль западной окраины Чуйского блока [4]. К западу от Чуйского блока из-под чехла Сибирской платформы обнажается Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, который сформировался в конце раннего протерозоя. Он входит в систему таких же поясов, выделяемых в пределах всего юга платформы [5]. Его аналоги прослеживаются также вдоль восточной окраины Чуйского блока и в его внутренней части.

В конце раннего протерозоя породы региона подверглись метаморфизму от зеленосланцевой фации до амфиболитовой. В это же время сформировались обширные поля гранитоидов чуйского, амандракского, кодарского и илеирского комплексов. Их выходы подчинены структурному плану Байкало-Патомской дуги, оформившейся, по-видимому, под воздействием плюма в раннем протерозое [3], и присутствуют в пределах Алданского щита.

Таким образом, и в раннем протерозое нельзя отделять БВСО от Сибирской платформы. Большую часть ее территории занимал протоплатформенный прогиб, единый с Удоканским прогибом. На западе области на него наложены вулканоплутонические проявления, отмечающиеся также в пределах всего юга Сибирской платформы.

На границе раннего и позднего протерозоя Сибирская платформа вместе с северной ча-

стью БВСО представляла собой поднятие, где формировались коры выветривания. В раннем рифее в пределах рассматриваемой территории заложился Байкало-Витимский прогиб. В дальнейшем тектоническими нарушениями и интрузивами он был разделен на отдельные фрагменты, выделяемые как самостоятельные прогибы или синклинории. Байкало-Витимский прогиб занимал как территорию, выделяемую в качестве краевой части Сибирской платформы, так и большую часть БВСО. В первом случае он выделяется как Байкало-Патомский перикратонный или краевой прогиб. В пределах БВСО это Олокитский, Бодайбинский, Мамский, Делюн-Уранский, Парамский и Котерский прогибы. Первоначальное единство этих прогибов определяется следующими данными. Стратиграфические подразделения нижней части разреза Байкало-Патомского прогиба непрерывно прослеживаются в Бодайбинский прогиб и далее в Мамский прогиб. По своему строению, литологии, палеонтологическим данным разрез Бодайбинского прогиба сопоставим с разрезами других прогибов внутри БВСО.

Байкало-Витимский прогиб имел дугообразное северное ограничение, определившее границу Байкало-Патомской дуги в рифейское время, и был осложнен поднятиями, выступавшими как острова [6]. В современном эрозионном срезе они в основном представлены блоками раннедокембрийских образований. Прогиб испытывал колебательные движения, в результате чего он заполнялся ритмичными толщами. Снос терригенного материала происходил как со стороны центральных частей платформы, так и с островных поднятий, которые периодически покрывались водой. Осадконакопление началось в раннем рифее на севере региона и сопровождалось вулканическими извержениями (тепторгинская серия в Байкало-Патомском и Бодайбинском и олокитская серия в Олокитском прогибе). В среднем рифее оно распространилось на юг и запад и продолжалось до конца рифея и начала венда (баллаганахская, дальнетайгинская, ныгринская, жуинская, бодайбинская, байкальская серии в Байкало-Патомском и Бодайбинском, ондокско-итыкитская и довыренская серии в Олокитском, делюн-уранская серия в Делюн-Уранском, парамская серия в Парамском и котерская серия в Котерском прогибе).

На границе среднего и позднего рифея в средней части Байкало-Витимского прогиба возникла дугообразная структура рифтогенного типа, которая существовала в течение всего позднего рифея и в начале венда. В ее пределах сформировался Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс. Осадочно-вулканогенные отложения по периферии рифтогенного прогиба постепенно сменяются вулканогенно-осадочными отложениями джалагунской свиты. В это же время активные вулканические процессы проявлялись периодически и в Олокитском прогибе. Туфовый материал поступал также в пределы Бодайбинского прогиба. Таким образом, и в рифее четкая граница платформы и складчатой области также отсутствовала.

В первой половине венда как платформа, так и БВСО испытали поднятие. В пределах БВСО оно сопровождалось складчатостью, блоковыми движениями и метаморфизмом, интенсивность которых убывала в сторону платформы. Лишь на севере современного Байкало-Патомского нагорья в дугообразном бассейне непрерывно продолжалось осадконакопление. Этот бассейн занимал часть платформы и БВСО. Затем осадконакопление распространилось на всю платформу и БВСО. По мере расширения бассейна осадконакопления терригенные отложения постепенно сменились глинисто-мергелистыми (мамаканская серия), а затем карбонатными (янгудская серия). Возникла единая так называемая «карбонатная плита», занимавшая большую часть платформы и всю БВСО. Лишь на юге последней карбонаты ассоциируют с терригенносланцевыми и вулканогенными образованиями (олдындинская и химгильдинская свиты).

В середине среднего кембрия большая часть платформы испытала поднятие, которое охватило и БВСО. Затем на платформе вновь возобновилось осадконакопление, а север БВСО оставался поднятием. Лишь в остаточных впадинах накапливались терригенно-глинисто-мергелистые осадки (казанкинская свита).

В среднем ордовике платформа вновь испытала поднятие, которое было единым с северной частью БВСО. Затем осадконакопление на платформе возобновилось. Пологое поднятие сводового типа сохранилось на севере БВСО. Осадконакопление происходило и в пределах БВСО к югу от этого поднятия. В палеогеографическом отношении оно представляло собой относительно изометричный крупный остров, занимавший большую часть Байкало-Патомской дуги. На фоне пологого поднятия формировались грабеноподобные прогибы, которые заполнялись терригенно-вулканогенными отложениями (каалинская, шумнинская свиты и падринская серия). Силурийские отложения в пределах БВСО достоверно неизвестны. В это время в ее центральной и южной частях шло интенсивное гранитообразование, которое, по-видимому, сопровождалось поднятием региона, захватившим и прилегающую часть платформы. Формировался Ангаро-Витимский полихронный батолит. По его периферии породы подверглись складчатости и метаморфизму.

В девоне у западной окраины БВСО на платформе существовал континентальный Каренго-Пеледуйский прогиб [5]. Терригенный материал в него поступал с поднятия на западе БВСО. Южнее, согласно палеонтологическим находкам [2], в девоне и карбоне существовал мелководный бассейн или разрозненные бассейны. Возможно, в определенные этапы он распространялся и на северную часть БВСО.

В конце палеозоя в пределах всей БВСО активизировалось гранитообразование, завершавшее формирование Ангаро-Витимского батолита. Интенсивность их убывала в сторону платформы.

В мел-кайнозойское время БВСО подверглась поднятию и образованию рифтогенных прогибов. Контуры их в значительной степени наследуют структуру Байкало-Патомской дуги. Во времени отмечается расширение поднятия в сторону платформы с образованием надвигов в ее сторону.

Таким образом, резкая граница Сибирской платформы и БВСО отсутствует. Проводимая граница является результатом современного эрозионного среза и не имеет тектонического смысла. БВСО формировалась на докембрийском фундаменте, едином с фундаментом Сибирской платформы, под пульсационным воздействием плюма. Периодическая активизация тектономагматических процессов постепенно затухала в сторону центральной части платформы. Сходные соотношения наблюдаются между Сибирской платформой и складчатыми сооружениями Енисейского кряжа [7]. По-видимому, подобные соотношения платформ и складчатых областей следует выделять особым условным обозначением.

- [1] Алакшин А.М., Письменный Б.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 24–31.
- [2] Аристов В.А. и др. Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 24–26.
- [3] Булдыгеров В.В. Образование и эволюция Байкало-Патомской дуги // Известия вузов Сибири. Серия наук о Земле. 2006. Вып. 9–10. С. 28–31.
- [4] Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса. Иркутск: Иркутский госуниверситет, 2005. 184 с.
- [5] Геологическое строение территории СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. Л.: Недра, 1984. 448 с.
- [6] Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.
- [7] Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья / Под ред. А.И. Забияки. Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 332 с.

### СМЕШЕНИЕ МАГМ В ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

#### Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков

#### Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gerka\_85@mail.ru

Мафические включения, встречающиеся в гранитоидах разного состава, представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базальтовых и салических магм (независимо от происхождения последних). Природа включений может быть различна, однако, судя по литературным данным [1, 4], во многих случаях они являются раскристаллизованными «каплями» диспергированного базальтового расплава, поступавшего в камеру кристаллизации одновременно с кислой магмой. Кроме того, мафические включения являются наиболее надежным доказательством «теплового» участия базитовых магм в формировании кислых коровых расплавов, тогда как для обоснования вещественного вклада мантийных магм в состав гранитоидов привлекаются главным образом изотопно-геохимические данные.

В большинстве случаев меланократовые включения характерны для гранитоидов, связанных с субдукционной геодинамической обстановкой, классическим примером которых является батолит Сьерра-Невада [4]. Кроме того, мафические включения часто встречаются в гранитоидах А-типа, ассоциирующих с базальтами повышенной щелочности [3].

В Западном Забайкалье мафические включения характерны для интрузий кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов, формирование которых происходило на постколлизионной стадии развития земной коры.

Впервые в Забайкалье мафические включения в гранитоидах были систематически изучены Б.А. Литвиновским с соавторами [2] на примере Романовского и Нестерихинского массивов кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов. Авторами цитированной работы был сделан важный вывод об исходно базальтовом происхождении мафических включений. В Западном Забайкалье к их числу, кроме упомянутых выше, относятся Улекчинский массив зазинского интрузивного комплекса (бассейн р. Джиды), а также Бургасский кварцево-сиенитовый плутон (хр. Улан-Бургасы).

Нами детально изучены меланократовые включения в кварцевых сиенитах позднепалеозойского (287.3±4.1 млн лет, U-Pb, циркон, SHRIMP-II) Бургасского массива (Западное Забайкалье), формирование которого, как указывалось выше, связано с постколлизионной геодинамической обстановкой [3]. Судя по полученным данным, включения в Бургасском массиве представляют собой диспергированные «капли» интенсивно гибридизированного базальтового расплава, причем его гибридизация происходила не in situ, а в промежуточной камере или на пути движения транспортирующего салического расплава к поверхности.

Бургасский кварцевосиенитовый массив располагается в водораздельной части хр. Улан-Бургасы (Западное Забайкалье), примерно в 50 км к востоку от г. Улан-Удэ. Массив сложен породами трех интрузивных фаз: 1-я фаза – субщелочные габбро, габбро-монцониты, габбродиориты, монцониты. Они образуют два небольших тела, занимающие 3–4 % площади массива; 2-я – главная – фаза сложена порфировидными (*Kfs*) кварцевыми сиенитами; к 3-й фазе относят аляскитовые граниты и гранит-порфиры, слагающие небольшой шток в восточной части плутона (далее не рассматриваются). Общая площадь Бургасского массива составляет ≈100 км<sup>2</sup>. Вмещающими породами являются позднепалеозойские гранитоиды баргузинского и зазинского комплексов и кембрийские карбонатные отложения.

Мафические включения, рассматривавшиеся в процессе геологической съемки в качестве ксенолитов, характерны для кварцевых сиенитов второй фазы. Они представляют собой тонкоили мелкозернистые меланократовые амфибол-биотит-полевошпатовые породы монцодиоритового, монцонитового и кварцево-монцонитового состава, обычно содержащие вкрапленники полевых шпатов. Макроскопически и по химическому составу мафические включения (в англоязычной литературе mafic microgranular enclaves – MME) весьма напоминают породы первой интрузивной фазы, однако, как будет показано ниже, не являются ксенолитами последней.

В наибольшем количестве - до 15-20 на квадратный метр - включения встречаются в центральной части массива выше отметки 1450-1500 м над уровнем моря, что соответствует водораздельной части хр. Улан-Бургасы. В расположенных гипсометрически ниже краевых зонах плутона количество ММЕ не превышает нескольких единиц на несколько десятков квадратных метров. В центральной, наиболее насыщенной включениями, части массива плотность их распределения также неодинакова: иногда встречаются небольшие (~1.0×0.5 м) «рои» (swarms), где на долю включений приходится не менее 50 % общего объема породы. При этом макроскопически включения из одного «роя» различаются зернистостью, окраской (тонкозернистые более темные), наличием или отсутствием вкрапленников полевых шпатов. Размеры включений так же широко варьируются – от очень мелких образований (< 1.0 см) до сравнительно крупных, достигающих 0.5 м по длинной оси, однако в большинстве случаев размеры включений составляют 10-15 см в поперечнике. Форма включений округлая, линзовидная, иногда ближе к угловатой, но с очень плавными закругленными контурами. Иногда встречаются включения идеально шарообразной формы. Контакты включений с вмещающими кварцевыми сиенитами резкие, однако никаких приконтактовых изменений (зернистости, минералогического состава) ни во включениях, ни во вмещающих породах не наблюдается. Исключение составляют «рои», где цементирующие кварцевые сиениты иногда приобретают такситовую текстуру и становятся более меланократовыми.

Состав ММЕ, как отмечалось, варьируется от монцогаббро до кварцевых монцонитов. Отчетливо выделяются два крайних петрографических типа, связанных переходными разновидностями: 1) бурые тонкозернистые Pl-Amph-Bt (± Cpx, Qtz) породы, иногда порфировидные (Pl) с долеритоподобной микроструктурой; 2) серые мелкозернистые породы того же состава, также порфировидные (Pl и/или Kfs), но с гипидиоморфно-зернистой микроструктурой. Важно подчеркнуть две петрографические особенности ММЕ: во-первых, наличие трех генераций плагиоклаза: 1) резорбированные ядра зональных кристаллов (лабрадор-битовнит – до 75.4 % An); 2) вкрапленники с зональностью роста (ядро 48-52 %, кайма 19-35 % An); 3) мелкозернистая основная масса и каймы кристаллов первых двух типов (олигоклаз – 22–27 % Ап); вовторых, наличие клинопироксена (салит), реликты которого встречаются внутри зерен магнезиальной роговой обманки. Такого же состава пироксен встречается в монцонитоидах первой фазы, что указывает на магматическое происхождение Срх из ММЕ. Калиевый полевой шпат во включениях представлен крупными порфировидными выделениями (до 15 мм в длину) с пятнисто-пертитовой внутренней структурой и множеством включений породообразующих минералов. Плагиоклазовая фаза пертитов содержит 21-23 % An компонента. Эти петрографические особенности свидетельствуют о существовании нескольких разновременных генераций породообразующих минералов - ранней реликтовой, унаследованной от исходного, предположительно базальтового, расплава, «промежуточной» и поздней, кристаллизовавшейся уже из гибридного расплава.

Монцониты первой фазы весьма напоминают описанные выше мафические включения. Плагиоклаз слагает основную массу (22 % An), а также редкие порфировидные вкрапленники с нормальной (ядро 33 %, кайма 15 % An) или ритмичной зональностью (An  $31 \rightarrow 23 \rightarrow 33 \rightarrow 24 -$ от центра к краю). Следует подчеркнуть, что реликтов высококальциевого плагиоклаза в монцонитах не обнаружено, даже в монцогаббро основность плагиоклаза не поднимается выше 35 % An, что, наряду с геохимическими отличиями, не позволяет относить MME к ксенолитам первой фазы.

Выше было показано, что мафические включения содержат минералы (реликтовые битовнит и клинопироксен), явно неравновесные с их валовым составом. Наличие указанной реликтовой ассоциации позволяет предполагать исходно более основной, вероятно базальтовый, состав включений, подвергшихся интенсивной гибридизации за счет вмещающего кварцевосиенитового расплава. Геохронологические данные и геологическое положение Бургасского плутона дают основание предполагать, что это могли быть базальты внутриплитного типа. Это предположение подтверждается анализом мультиэлементной диаграммы, построенной для средних составов включений, нормированных по примитивной мантии, в сравнении со средним составом базальтов ОІВ типа. В целом ММЕ сходны с базальтами ОІВ, что выражено в обогащенности их LILE относительно HFSE при более высоких концентрациях LILE в MME. В отличие от OIB, MME имеют резкий Nb минимум и максимум по Pb, что, вероятно, связано с «водонасыщенным» плавлением мантийного источника и, возможно, интенсивной коровой контаминацией исходного расплава.

Таким образом, представленные материалы позволяют сделать три основных вывода: 1) ММЕ широко распространены в постколлизионных кварцевых сиенитах и кварцевых монцонитах, что указывает на их тесную связь с базитовым магматизмом повышенной щелочности; 2) мафические включения в кварцевых сиенитах Бургасского массива являются результатом механического смешения магм основного (трахибазальтового) и кислого (кварцево-сиенитового) состава; 3) гибридизация включений происходила еще на ранней стадии кристаллизации базальтового расплава, возможно еще до его фрагментации, соответственно в интрузивную камеру поступали в разной степени раскристаллизованные фрагменты уже не базитового, а трахиандезитового (монцонитоидного) состава.

Проведенные исследования поддержаны грантом РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционным проектом СО РАН № 37, грантом Лаврентьевского конкурса СО РАН.

- [1] Попов В.С. Смешение магм важный петрогенетический процесс // Записки ВМО. 1984. Ч. СХІІІ. Вып. 1. С. 229–236.
- [2] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Ангаро-Витимский батолит крупнейший гранитный плутон. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.
- [3] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- [4] *Barbarin B.* Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // Lithos. 2005. Vol. 80. C. 155–177.

### ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА КАК ИНДИКАТОРА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГРАНИЦЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

#### М.М. Буслов, Ф.И. Жимулев, А.В. Травин, М.А. Фидлер

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

Новые геологические, геохронологические и структурные данные свидетельствуют, что в Тункинских гольцах Восточного Саяна развита покровно-складчатая структура, формирование которой произошло в позднем карбоне – ранней перми. Возраст деформационных событий определен <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом по синтектоническим слюдам и амфиболам, структурная и пространственная позиция которых определена в ориентированных шлифах [1, 2]. На основании геометрического анализа макро- и микроструктур выделяются три этапа формирования деформационных структур, последовательно сменяющих друг друга в ходе прогрессивной деформации. Первый – «покровный» (316–310 млн лет), характеризуется формированием пакета надвиговых пластин северной вергентности. В ходе второго, «покровно-складчатого», этапа (305-303 млн лет) пакет надвиговых пластин был смят в складки. Третий этап – «складчато-сдвиговый» (286 млн лет) – проявился в формировании систем крутопадающих сдвигов, по которым клиновидные блоки выдавливались из областей наибольшего сжатия в западном направлении. Все деформационные структуры развивались в обстановке субмеридионального сжатия. Покровообразование в Тункинских гольцах одновозрастно с формированием главных сдвиговых структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Главного Саянского разлома, Курайской, Северо-Восточной и Иртышской зон смятий и др.) [3, 4] одновременно с проявлением окраинно-континентальных известково-щелочных и шошонитовых серий (305-278 млн лет), а также щелочных и щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов (281-278 млн лет) Таримского мантийного плюма в Ангаро-Витимском плутоне [5–7], расположенном вблизи изученного региона и восточнее. Таким образом, одновозрастное формирование позднепалеозойских деформационных структур, образований активной окраины и плюмового магматизма территории Южной Сибири может быть связано с глобальными геодинамическими событиями, обусловленными взаимодействием тектонических плит, сформировавших Центрально-Азиатский складчатый пояс.

- [1] Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Доклады АН. 2009. Т. 428, № 4. С. 496–499.
- [2] Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских гольцов Восточного Саяна (южное обрамление Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 53, № 12 (в печати).
- [3] 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.
- [4] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
- [5] Добрецов Н.Л., Борисенко А.С, Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермо-триасовых мантийных плюмов Евразии, как основа обоснования закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 8. С. 1159–1187.
- [6] Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлениями плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.

[7] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.

### К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОМУ ТЕРРЕЙНУ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

#### В.А. Верниковский \* \*\*, Д.В. Метелкин \* \*\*, А.Е. Верниковская\*, А.Ю. Казанский \* \*\*, Н.Ю. Матушкин \* \*\*

\*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН \*\*Новосибирск, Новосибирский государственный университет, vernikovskyva@ipgg.nsc.ru

Енисейский кряж представляет собой покровно-складчатый пояс преимущественно СЗ-ЮВ простирания, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирского кратона и вытянутый вдоль р. Енисей почти на 700 км. Это ключевая структура в обрамлении Сибирского кратона, так как решение вопросов, связанных с ее формированием, открывает возможность не только для региональных, но и для глобальных палеопостроений и корреляций, включая вопросы положения Сибири в составе мезо-неопротерозойского суперконтинента Родиния. В составе Енисейского кряжа выделяется несколько террейнов разной геодинамической природы, крупнейшим из которых является Центрально-Ангарский [1]. Последний с востока по Ишимбинской сутуре граничит с Восточно-Ангарским террейном, представляющим фрагмент пассивной континентальной окраины Сибирского кратона, а с запада, по Приенисейскому надвигу, на него надвинут существенно островодужный Исаковский террейн. Вдоль сутурных зон в том и другом случае представлены офиолиты мезо-неопротерозойского и неопротерозойского возраста соответственно.

Центрально-Ангарский террейн сложен терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными докембрийскими отложениями тейской, сухопитской и тунгусикской серий. По составу эти толщи соответствуют отложениям пассивных континентальных окраин. Уровень регионального метаморфизма для нижних частей разреза достигает амфиболитовой и эпидотамфиболитовой фаций (преимущественно тейская серия), а для большей части сухопитской и тунгусикской серий – не превышает зеленосланцевой фации. Эти толщи являются вмещающими для неопротерозойских гранитоидов разных типов и разного возраста. Среди них наиболее распространены граниты двух возрастных уровней. Граниты тейского комплекса образовались 880-865 млн лет назад, возраст гранитов аяхтинского и глушихинского комплексов составляет 760–720 млн лет [1]. Мы считаем, что в результате коллизии Центрально-Ангарский террейн – Сибирский кратон произошло формирование синколлизионных аяхтинских (760-750 млн лет) и постколлизионных глушихинских (750–720 млн лет) гранитов. Этот вывод позволил высказать предположение о том, что граниты тейского комплекса образовались в результате более раннего коллизионного события, но за пределами Енисейского кряжа [1]. В этой связи представляют интерес данные, полученные для северо-западного обрамления Сибирского кратона. Граниты, близкие по составу и возрасту породам тейского комплекса, были установлены в пределах Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов Центрально-Таймырского аккреционного пояса северо-западного обрамления Сибирского кратона [2].

Для решения вопроса об условиях, возрасте формирования и палеогеографическом положении Центрально-Ангарского террейна мы провели в течение 2008–2010 гг. петрологогеохимические, геохронологические и палеомагнитные исследования гранитоидов Ерудинского массива (береговые обнажения р. Чиримба, выше устья р. Еруда). Исследуемый район заключен в пределах тектонического блока, ограниченного Панимбинским надвигом СВ падения и Ишимбинским надвигом ЮЗ падения. Вмещающие породы (кристаллические сланцы) метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации. Проведенные ранее исследования [3, 4] показали, что гранитоиды Ерудинского массива, как и других массивов (Тейского, Каламинского) тейского комплекса, относятся к известково-щелочной и известковой магматическим сериям, представляя S-I-тип гранитов. Они, вероятно, были образованы при плавлении смешанного палеоостроводужного и осадочного субстратов палеопротерозойского возраста (T<sub>Nd</sub> (DM-2st) меняется от 2.08 до 1.77 млрд лет), в обстановке коллизии островная дуга – континент. Установленные петролого-геохимические особенности гранитоидов в исследуемом районе и U-Pb оценки возраста цирконов (SHRIMP II) из среднезернистого гранита ( $886 \pm 7.5$  млн лет) и мелкозернистого лейкогранита из дайки ( $882 \pm 7$  млн лет) подтверждают отнесение их к породам тейского комплекса.

Палеомагнитные исследования проведены на тех же обнажениях, что и изотопногеохронологические. Изучено более 100 образцов. Несмотря на слабый палеомагнитный сигнал во всех образцах удается определить направление характеристической компоненты намагниченности. Для этого использована чистка переменным магнитным полем. Большинство спектров соответствуют низкокоэрцитивному интервалу размагничивания. Выделяемая при этом компонента имеет неустойчивое направление, однако ее распределение тяготеет к северозападной четверти стереограммы. Наклонения векторов в основном крутые и имеют исключительно положительный знак. Несмотря на низкую кучность распределения единичных векторов, среднее направление определяется с небольшим овалом доверия как на этом уровне, так и на уровне средних по точкам опробования. Полученные при этом значения совпадают до градуса. Палеомагнитный полюс имеет координаты *Plat*=64.0°, *Plong*=5.4°, *A*<sub>95</sub>=10.5°, что значимо отличается от неопротерозойского интервала ТКДП Сибири [5]. Различие в палеошироте ~25°, а с учетом доверительных интервалов определения – не менее 8.8°, что составляет около 1 тыс. км. Это вполне однозначно свидетельствует, что в момент аккреционно-коллизионного события, обусловившего формирование гранитов Ерудинского массива 886-882 млн лет назад, Центрально-Ангарский террейн находился на значительном расстоянии от Сибири.

В современных палеотектонических реконструкциях рубеж 880 млн лет назад соответствует времени наиболее южного «стояния» континентальных масс Родинии [5, 6]. Если предполагать, что установленная компонента отвечает прямой полярности геомагнитного поля в неопротерозое, то Центрально-Ангарский террейн должен был находиться в высоких широтах северного полушария, тогда как основные континентальные блоки располагаются в южном полушарии. В таком случае следует считать, что Центрально-Ангарский террейн имел весьма своеобразную тектоническую историю. Расстояние до современного положения на Восточно-Ангарской окраине Сибири составляет более 7.5 тыс. км. С учетом встречного движения Сибирского кратона за период 100–120 млн лет, которое разделяет момент «ерудинского» магматического события и коллизию Центрально-Ангарского террейна с Сибирью, датируемое гранитами аяхтинского комплекса, террейн должен был проделать путь в 62.2°±8.6° (около 6 тыс. км), соответственно расчетная скорость дрейфа составит 6–7 см/год. При этом фиксируется лишь очень небольшое вращение террейна по часовой стрелке на угол 17.8°±12.5° за все время. Несмотря на значительные расстояния такой сценарий возможен, хотя выглядит маловероятным из-за «особой индивидуальности» в палеогеографии и тектонике террейна.

Если же считать установленную намагниченность обратной, что отвечает южному положению террейна, то тектоническая интерпретация палеомагнитных данных представляется предпочтительней. Учитывая активный режим развития окраины Центрально-Ангарского террейна, можно предположить, что его эволюция связана с северо-восточной (в современных координатах) окраиной Балтики, где в это время доминировали процессы субдукции и аккреции. Палеогеографическое положение этой системы наилучшим образом удовлетворяет палеоширотам, установленным для Центрально-Ангарского террейна. Хотя масштабы перемещений существенно меньше по сравнению с описанным выше северным вариантом, тем не менее кинематика террейна сравнительно более сложная. За тот же период в 100-120 млн лет до столкновения с Сибирью террейн должен переместиться из высоких широт южного полушария к северу на расстояние 43.3°±8.6° (около 4 тыс. км), вероятно чуть «обгоняя» Сибирский кратон. Расчетная средняя скорость дрейфа террейна составляет около 4 см/год, по сравнению с 1 см/год лля Сибири в начале криогения и от 4 до 6 см/год в интервале 780–740 млн лет назал [5]. При этом обозначенный северный дрейф террейна должен сопровождаться значительным вращением вокруг вертикальной оси. Угол поворота составляет 162.2°±8.6°, соответственно средняя скорость вращения до 2°/млн лет, тогда как вращение Сибирского кратона не более 0.5°/млн лет. Такая взаимная кинематика может быть реализована в условиях трансформного сближения при косой субдукции океанической плиты, с движением которой, вероятно, согласовано перемещение Центрально-Ангарского террейна.

Таким образом, новые изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные доказывают чужеродность Центрально-Ангарского террейна Сибирской окраине в раннем неопротерозое.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00230).

- [1] Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey ridge // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. P. 147–168.
- [2] Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia break up // Precambrian Research. 2001. Vol. 110. P. 127–141.
- [3] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 3. С. 259–272.
- [4] Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P. The 880–864 Ma granites of the Yenisey ridge, western Siberian margin: Geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // Precambrian Research. 2007. Vol. 154. P. 175–191.
- [5] *Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu.* Siberia from Rodinia to Eurasia // Tectonics / Ed. D. Closson. Rijeka, Croatia: InTech, 2011. P. 103–136.
- [6] Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 502–519.

# ЭКЛОГИТЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ОБЗОР И СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Н.И. Волкова, В.А. Симонов, С.И. Ступаков

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

Эклогиты Атбашинского хребта [1], располагающегося в Кыргызстане на северной окраине Южного Тянь-Шаня, входят в состав протяженного (~ 2500 км) высокобарического пояса, прослеживающегося на запад в Таджикистан (Фан-Каратегинский глаукофан-зеленосланцевый пояс [2]) и уходящего на восток в Китай (Южнотяньшаньский эклогит-глаукофансланцевый пояс [3–5]). Высобарические/низкотемпературные породы (эклогиты и глаукофановые сланцы) встречаются спорадически вдоль всей Туркестанской сутуры, сформированной в результате коллизии Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентов [6].

Этот высокобарический пояс Южного Тянь-Шаня является ключевым объектом для понимания субдукционно-аккреционных процессов на юге Центрально-Азиатского подвижного пояса. Геологическое изучение слагающих его HP/LT метаморфических комплексов проводилось независимо, поскольку они располагаются в пределах разных государств. Целью данного сообщения является сравнительный анализ эклогитов атбашинского комплекса Киргизии и Южнотяньшанского пояса C3 Китая (районы Кэкэсу, Акэяцзы, Чангаузцы). Наибольший интерес представляют следующие аспекты генезиса этих высокобарических комплексов: P-T параметры метаморфизма, природа протолита, а также время формирования эклогитов.

**Р-Т параметры метаморфизма**. Для основной массы эклогитов китайского Южного Тянь-Шаня были получены близкие оценки температур и давлений: 480–580 °C и 19–24 кбар **[3–5, 7]**. Только для отдельных участков (например, вблизи дер. Хабутэнсу), на основании находок поликристаллических агрегатов кварца, коэсита в гранате, пластинок кварца в омфаците, включений магнезита и кальцита в доломите, предполагается, что давления были выше – 27–32 кбар **[8]**.

Выполненные нами расчеты P-T условий метаморфизма эклогитов атбашинского комплекса дали интервал температур в 510–570 °С при давлениях 23–25 кбар [9]. Весьма близкие оценки метаморфических параметров (P=18–24 кбар, T=520–600 °C) были получены недавно в работе [10], где было также показано, что направленный по часовой стрелке P-T тренд согласуется с неизотермической декомпрессией и эксгумацией эклогитов в субдукционной зоне. Однако некоторые исследователи приводят более высокие значения P-T параметров для эклогитов этого района: T=660 °C и P=25 кбар [11] и даже T=725 °C, P=25–35 кбар [12] на основании обнаружения псевдоморфоз кварца по коэситу в гранате и в омфаците.

**Природа протолита.** Петролого-геохимические данные по HP/LT метабазитам Китая [3], Киргизии [9, 10], Таджикистана [2] свидетельствуют о том, что их протолитами являлись океанические базальты типа N-MORB, E-MORB и OIB.

Возраст метаморфизма. Геодинамическая эволюция Южного Тянь-Шаня является предметом горячих дискуссий, что связано, в первую очередь, с противоречивостью полученных геохронологических данных по HP/LT комплексам, поскольку возраст слагающих их метаморфических пород отражает время закрытия Палеоазиатского (а конкретнее, Туркестанского) океана на юго-западной окраине ЦАСП и окончательную амальгамацию Таримского кратона с Казахско-Киргизским континентом. Существует две различные точки зрения в отношении возраста эклогитов китайского Южного Тянь-Шаня. Первая точка зрения базируется на U–Pb датах (226.3±4.6, 234±6, 233±4 млн лет), полученных по метаморфическим каймам цирконов из эклогитов в районе Чангауцзы [13], и свидетельствует об их триасовом возрасте. Другая точка зрения заключается в том, что закрытие Туркестанского океана имело место в раннем карбоне, главным образом на основании Sm–Nd изохрон (343±44, 346±3 млн лет [3]) и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраста глаукофана и фенгита (344±1, 345±1, 331±2 [3, 14], 331±1, 316±2 [15]). При этом даты ~ 345 млн лет рассматриваются как пик субдукционного метаморфизма, а даты ~ 330 млн лет – как время эксгумации высокобарических комплексов. С другой стороны, в последние два года были получены новые U-Pb геохронологические данные по цирконам (319.5±2.9, 318.7±3.3 млн лет [16]) и рутилам (318±7 млн лет [7]) из эклогитов китайского Южного Тянь-Шаня, свидетельствующие о том, что Туркестанский океан закрылся в позднем карбоне, т.е. на 20–30 млн лет позже, чем ранее считали сторонники карбонового возраста высокобарического метаморфизма.

До последнего времени для эклогитов атбашинского комплекса были известны практически единичные датировки: одна с большой ошибкой –  $351\pm150$  млн лет, полученная Sm-Nd методом [17], другая более молодая Rb-Sr минеральная изохрона с возрастом 270 млн лет [11], а также K-Ar даты, укладывающиеся в интервал 320-288 млн лет [18]. Нами по глаукофанам и фенгиту из эклогитов Атбаши были получены  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar даты ( $327\pm1$ ,  $325\pm5$ ,  $324\pm10$  млн лет [9]), близкие к возрасту эксгумации эклогитов китайского Южного Тянь-Шаня –  $\sim 330$  млн лет [3, 14, 15]. Несколько более молодые значения возраста эклогитов Атбаши были получены недавно Sm-Nd изохронным методом ( $319\pm4$  млн лет [10]).  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar датировки фенгитов ( $316\pm3$ млн лет) из того же образца рассматриваются этими авторами как время эксгумации.

Таким образом, вопросы возможного проявления UHP метаморфизма и времени окончательного закрытия Палеоазиатского океана в Южном Тянь-Шане до сих пор являются предметом острых дискуссий. Существует консенсус только в отношении природы протолита эклогитов этого региона.

- [1] Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях / Под ред. Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева, В.С. Шацкого. Новосибирск: Наука, 1989. 236 с.
- [2] Volkova N.I., Budanov V.I. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics // Lithos. 1999. Vol. 47. P. 201–216.
- [3] *Gao J., Klemd R.* Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the Western Tianshan orogen, NW China; geochemical and age constraints // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 1–22.
- [4] Wei C.J., Powell R., Zhang L.F. Eclogites from the South Tienshan, NW China: petrological characteristic and calculated mineral equilibria in the Na<sub>2</sub>O–CaO–FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O system // Journal of Metamorphic Geology. 2003. Vol. 21. P. 163–179.
- [5] Lin W., Enami M. Prograde pressure-temperature path of jadeite-bearing eclogites and associated high-pressure/low-temperature rocks from Western Tianshan, Northwest China // Island Arc. 2006. Vol. 15. P. 483–502.
- [6] *Буртман В.С.* История и геодинамика океанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета в фанерозое // Геотектоника. 2010. Т. 44, № 5. С. 22–40.
- [7] Li Q., Lin W., Su W., Li X., Shi Y., Liu Y., Tang G. SIMS U–Pb rutile age of low-temperature eclogites from Southwestern Chinese Tianshan, NW China // Lithos. 2011. Vol. 122. P. 76–86.
- [8] Lü Z., Zhang L., Du J., Bucher K. Coesite inclusions in garnet from eclogitic rocks in Western Tianshan, Northwest China: convincing proof of UHP metamorphism // American Mineralogist. 2008. Vol. 93. P. 1845–1850.
- [9] Симонов В.А., Сакиев К.С., Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В. Условия формирования эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. С. 1067–1083.
- [10] Hegner E., Klemd R., Kroner A., Corsini M., Alexeiev D.V., Iacherri L.M., Zack T., Duski P., Xia X., Windley B.F. Mineral ages and P-T conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of mélange sediments from Atbashi in the South Tienshan orogen of Kyrgyzstan // American Journal of Science. 2010. Vol. 310. P. 916–950.
- [11] *Tagiri M., Yano T., Bakirov A., Nakajima T., Uchiumi S.* Mineral parageneses and metamorphic P–T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrghyzstan Tien-Shan // Island Arc. 1995. Vol. 4. P. 280–292.
- [12] Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С. Породы метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1722–1732.
- [13] Zhang L.F., Ai Y.L., Li X.P., Rubatto D., Song B., Williams S., Song S.G., Ellis D., Liou J.G. Triassic collision of Western Tianshan orogenic belt, China: evidence from SHRIMP U–Pb dating of zircon from HP/UHP eclogitic rocks // Lithos. 2007. Vol. 96. P. 266–280.
- [14] Klemd R., Bröcker M., Hacker B.R., Gao J., Gans P., Wemmer K. New age constraints on the metamorphic evolution of the high-pressure/low-temperature belt in the Western Tianshan Mountains, NW China // Journal of Geology. 2005. Vol. 113. P. 157–168.
- [15] Wang B., Faure M., Shu L., de Jong K., Charvet J., Cluzel D., Jahn B-M., Chen Y., Ruffet G. Structural and geochronological study of high-pressure metamorphic rocks in the Kekesu Section (Northwestern China): Implications for the Late Paleozoic tectonics of the Southern Tianshan // Journal of Geology. 2010. Vol. 118. P. 59–77.

- [16] Su W., Gao J., Klemd R., Li J.L., Zhang X., Li X.H., Chen N.S., Zhang L. U-Pb zircon geochronology of Tianshan eclogites in NW China: implication for the collision between the Yili and Tarim blocks of the Southwestern Altaids // European Journal of Mineralogy. 2010. Vol. 22. P. 473–478.
- [17] Шацкий В.С., Ягоутц Э., Соболев Н.В. О возрасте эклогитов некоторых метаморфических комплексов СССР // Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы: Тезисы докладов Международного симпозиума. Новосибирск: ИГГ СО РАН, 1988. С. 72–73.
- [18] Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.

# <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar–ХРОНОМЕТРИЯ ФОЙЯИТОВ ГОРЫ ДАХУНУРСКОЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО САНГИЛЕНА: ЭПИЗОД КАРБОНОВОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В.В. Врублевский\*, А.В. Никифоров\*\*, Т.В. Козулина\*, А.М. Сугоракова\*\*\*, Д.А. Лыхин\*\*, И.Ф. Гертнер\*, Д.С. Юдин\*\*\*\*

\*Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru \*\*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, nikav@igem.ru

\*\*\*Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amina@tikopr.fromtuva.ru

\*\*\*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, yudin@igm.nsc.ru

На Сангиленском нагорье в Юго-Восточной Туве установлено более 20 сравнительно небольших по размерам дифференцированных щелочных интрузивов, которые по составу петрографической ассоциации объединяются в виде магматической серии эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов [1]. Кроме этого, в Центральном Сангилене известны массивы, которые сложены преимущественно пуласкитами и амфиболовыми нефелиновыми сиенитами и относятся к другому формационному типу [1]. Некоторые исследователи все нефелиновые породы вместе с проявленными в регионе субщелочными габброидами, щелочными сиенитами и щелочными гранитами считают производными сангиленского интрузивного комплекса среднего палеозоя [2]. До последнего времени оценки его радиологического возраста основывались на не вполне надежных изотопных K-Ar и U-Th-Pb датировках, полученных еще в 60-70-е годы прошлого столетия [3-6]. Наблюдаемый при этом разброс возрастных дат в интервале ~200-450 млн лет назад, а также предлагаемое среднее значение возраста ~410 млн лет [2] не позволяют объединять все проявления щелочного магматизма в Юго-Восточной Туве в рамках одного комплекса и, тем более, считать его даже «ориентировочно раннедевонским». Вместе с тем, анализ уже имеющихся геохронологических данных показывает, что в пределах Центрального Сангилена развитие фельдшпатоидного магматизма могло происходить в два временных этапа [4]: силурийско-девонский (венлок-эмс, ~430-404 млн лет) для породной ассоциации с эгирин-геденбергитовыми фойяитами и каменноугольный (~330–304 млн лет) для амфиболовых нефелиновых сиенитов. С последним из них сопоставимы недавно полученные U-Pb (301±1 млн лет, циркон) и Ar-Ar (296±2 млн лет, рибекит) прецизионные изотопные датировки по редкометалльным щелочным гранитам месторождения Улуг-Танзек [7], иногда рассматриваемым как поздняя фаза сангиленского комплекса. Приведенные нами данные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-анализа слюды из нефелиновых сиенитов (фойяитов) массива горы Дахунурской в Центральном Сангилене подтверждают вероятность самостоятельного импульса регионального щелочного магматизма в карбоне.

Дахунурский фойдолит-нефелинсиенитовый массив расположен в пределах Сангиленского выступа, который А.Б. Кузьмичевым рассматривается как часть Тувино-Монгольского докембрийского террейна (микроконтинента) [8]. При этом предполагается, что в его цоколе присутствуют протерозойские кристаллические комплексы, а чехол сложен карбонатными, терригенными и вулканогенными породами позднего рифея – кембрия. Геологическая позиция щелочного интрузива обусловлена приуроченностью к северному плечу Нарынско-Балыктыгхемской субширотной грабен-синклинали в центральной части нагорья Сангилен, где он прорывает мраморы балыктыгхемской свиты верхнего протерозоя и контролируется зоной субмеридионального глубинного разлома [2]. В составе массива выделяется два сближенных крутопадающих тела с общей площадью ~1.5 км<sup>2</sup>, сложенных щелочными пироксенитами (якупирангитами), мельтейгитами, ийолитами, ийолит-уртитами, уртитами и фойяитами. Среди фойдолитов встречаются пегматоидные и метасоматически измененные участки с широко развитыми кальцитом, шорломитом, цеолитом, а также жильные карбонатитоподобные апатит-кальцитовые породы [9, 10]. Для фойяитов характерно повышенное (20–25 %) содержание амфибола и биотита. По химическому составу силикатные породы массива представляют собой магматическую серию ультраосновных фойдолитов и основных фельдшпатоидных сиенитов (мезократовых фойяитов) с характерной пониженной кремнекислотностью (SiO<sub>2</sub> ~ 39–46 мас. %), высокой целочностью (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O ~ до 15–17 мас. %; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O ~ 3.7–5.9) и глиноземистостью (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ~ до 24–28 мас. %). Содержания оксидов кальция, магния и железа, а также Cr, Ni, V, Co, Sc согласованно уменьшаются от фойдолитов к нефелиновым сиенитам. По мере снижения магнезиальности происходит накопление в породах большинства LILE и HFSE (Rb 23–35, Sr ~ 900–1600, Ba 366–952, Nb 3–13, Ta 0.2–1.2, Zr ~ 130–150, Hf ~ 2–3, Y 16–20, Th 1.6–2.6, U 0.9–1.8, SREE ~ 84–113, в г/т). Уровень концентраций редких элементов и их соотношения (Th/Yb–Ta/Yb, Zr/Nb–Nb/Th, Nb/Y–Zr/Y) в целочных породах массива могут свидетельствовать о его формировании в сложной геодинамической обстановке взаимодействия активной континентальной окраины с внутриплитным магматическим источником типа OIB+E–MORB.

Известные ранее немногочисленные данные изотопного датирования минералов из фойдолитов Дахунурского массива определяют возраст его становления в очень широком диапазоне – от рубежа силур-девон (~402-420 млн лет, К-Аг по нефелину и U-Pb по везувиану) до раннего карбона (~334 млн лет, K-Ar по биотиту) [3, 6]. Для уточнения времени образования интрузива проведен изотопный Аг-Аг-анализ фракции (0.25-0.50 мм) слюды, отобранной из тела нефелиновых сиенитов горы Дахунурская. По химическому составу минерал представляет собой титанистый ферробиотит (SiO<sub>2</sub> 32.9, TiO<sub>2</sub> 3.3, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.6, FeO 29.6, MnO 0.5, MgO 4.9, Na<sub>2</sub>O 0.4, K<sub>2</sub>O 9.1, в мас. %). После совместного облучения навесок биотита и эталонного образца в кадмированном канале ядерного реактора Томского политехнического университета и очистки выделенного аргона по стандартной методике его изотопный состав измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Полученный спектр выделения аргона по биотиту нефелиновых сиенитов Дахунурского массива характеризуется хорошо выраженным плато с возрастом T=328.2±3.1 млн лет и максимальной долей кумулятивного <sup>39</sup>Ar. Это значение можно принять за время закрытия Ar-Ar-изотопной системы в слюде и завершения кристаллизации нефелиновых сиенитов, что позволяет предполагать их образование в раннем карбоне не древнее визейского века и корреляцию с другими аналогичными проявлениями регионального щелочного магматизма в сходной геодинамической обстановке.

Исследования проведены при поддержке Министерства образования и науки РФ.

- [1] Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.
- [2] Хомичев В.Л., Бухаров Н.С., Минин В.А. Эталон сангиленского габбро-нефелинсиенит-щелочногранитового комплекса (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. 193 с.
- [3] Зыков С.И., Ступникова Н.И., Павленко А.С. и др. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа // Геохимия. 1961. № 7. С. 547–560.
- [4] Яшина Р.М., Борисевич И.В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966. С. 326–336.
- [5] Дергачев В.Б. О возрасте и радиологических датировках нефелиновых пород Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1973. № 7. С. 64–71.
- [6] Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 215 с.
- [7] Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б. и др. Редкометалльные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // Доклады АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 248–253.
- [8] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- [9] Кононова В.А. Уртит-ийолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании // Известия АН СССР. Сер. геол. 1957. № 5. С. 37–55.
- [10] Дергачев В.Б. О карбонатитах Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1973. № 9. С. 135–137.

# ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНОАЛТАЙСКОЙ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

#### И.В. Гаськов\*, К.В. Лобанов\*\*

\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, gaskov@igm.nsc.ru \*\*Компания Orsu Metals Corporation, klobanov@yandex.ru

В современных представлениях Рудноалтайская полиметаллическая провинция рассматривается большинством исследователей как девонская островодужная система, сформировавшаяся в латеральном ряду структур континентальной окраины Иртыш-Зайсанского палеоокеана [1].

Островодужная область была сформирована на энсиалической коре пассивной континентальной окраины, в строении которой существенную роль играли ордовик-силурийские карбонатно-терригенные комплексы [2].

Общая мощность земной коры Рудного Алтая составляет 42.5-52.5 км при мощности ее додевонского разреза около 35 км [3]. Это определило резкое преобладание в составе девонских вулканитов кислых вулканогенных пород над основными, а также их химизм. Проявленная здесь рудоносная базальт-риолитовая контрастная формация характеризуется известковощелочным составом с калиевонатриевым и натриевым уклоном [4, 5]. Базальтоиды с такими свойствами относятся к известково-щелочной и частично толеитовой сериям и рассматриваются как островодужные образования [6]. На островодужную обстановку также указывает и проявление верхнедевонской (фаменской) существенно натровой андезит-дацит формации (пихтовская свита) в западной части Рудного Алтая [1]. Характерная особенность островодужных систем – проявление колчеданно-полиметаллического и полиметаллического оруденения. Сюда можно отнести Японскую и Уральскую полиметаллические провинции, Салаир, Улугойскую зону Северо-Восточной Тувы, приуроченные к островодужным образованиям. Рудноалтайская островодужная система характеризуется широким развитием колчеданно-полиметаллического и барит-полиметаллического оруденения, тесно связанного с контрастной базальт-риолитовой формацией и ассоциирующими с ней терригенно-осадочными комплексами. Проявление вулканизма этой формации охватывает широкий временной интервал – от эмса до фамена и характеризуется многоэтапным проявлением и антидромным развитием при существенном (до 90 %) преобладании риолитовой группы пород.

В целом вулканогенные месторождения Рудного Алтая Н.И. Еремин [7] относит к типу «куроко», а Д.И. Горжевский [8] их объединяет в единую вулканогенную колчеданно-полиметаллическую формацию, включающую разные минеральные типы. Наиболее распространенным минеральным типом является колчеданно-полиметаллический, который развит почти во всех рудных районах – Лениногорском, Зыряновском, Иртышском, Змеиногорском и Рубцовском. Менее широко распространены барит-полиметаллические месторождения. Они установлены лишь в Змеиногорском и Лениногорском рудных районах.

Кроме того, на юге Рудного Алтая в пределах Курчумского блока высокометаморфизованных пород выявлены медно-колчеданные объекты, которые существенно отличаются от рассмотренных месторождений Рудного Алтая. Исследования, проведенные на самом крупном из них Карчигинском месторождении, выявили целый ряд специфических особенностей в его геологическом строении и вещественном составе: 1 – тесная пространственная и парагенетическая связь оруденения с вулканитами основного состава, отвечающими базальтам нормального ряда натриевой серии (N-MORB); 2 – значительная доля в составе рудовмещающей толщи метатерригенных пород, субстрат которых соответствует грауваккам; 3 – согласная пластовая, лентообразная, реже линзовидная, морфология рудных залежей, имеющих тесную пространственную связь с антофиллитсодержащими высокомагнезиальными породами; 4 – существенно медный состав оруденения; 5 – относительно простой минеральный состав руд – пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит, при несущественной доле других минералов. Выявленная совокупность особенностей характерна для медно-колчеданных месторождений типа «бесси» (Besshi Type), которые тесно ассоциируют с продуктами основного вулканизма и формируются в срединно-океанических или задуговых спрединговых зонах вблизи крупных поднятий, включая островодужные системы [9].

Проведенные детальные исследования позволили выявить в истории Карчигинского месторождения два этапа формирования: 1 – вулканогенно-осадочный (синвулканический), с которым связано первичное накопление рудного вещества, и 2 – метаморфический, обусловивший перекристаллизацию первичных руд и их частичную регенерацию.

Исключительное положение месторождения Карчига и других генетически родственных с ним медно-колчеданных объектов в пределах осевой части крупнейшего трансрегионального разлома – Иртышской зоны смятия – обусловило высокую степень их метаморфизма. Тем не менее, как показывают проведенные исследования, они сохранили главные особенности геологического строения, которые отличают их от полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

Ранее месторождение Карчига и другие медно-колчеданные объекты относились к меднопирротиновой [10] или к медно-колчеданной [11] формации, однако при этом они все равно рассматривались в составе единой для всего Рудного Алтая колчеданно-полиметаллической формации. Наши исследования показывают, что эти медно-колчеданные месторождения принципиально отличаются от других колчеданно-полиметаллических месторождений Рудноалтайской провинции. В основе этого отличия находится различный состав вулканогенных пород и соответственно разный минеральный состав руд. Это, в свою очередь, очевидно, связано с разными геодинамическими обстановками развития данных рудно-магматических систем: условия энсиалической островной дуги с бимодальным базальт-риолитовым вулканизмом и колчеданно-полиметаллическим оруденением проявлены для большей части Рудного Алтая и задуговые рифтогенные прогибы с вулканизмом основного состава (недифференцированная базальтоидная формация) и медно-колчеданным оруденением установлены в его юго-западной части. Существование двух таких геодинамических обстановок в пределах единой субдукционной системы вполне естественно и наблюдается и в других колчеданоносных провинциях (Япония, Южный Урал). Следовательно, образование двух типов колчеданных месторождений – колчеданно-полиметаллического – «куроко» и медно-колчеданного – «бесси» является закономерным и отражает специфику проявления вулканизма в каждой из этих геодинамических обстановок, которые связаны с особенностями развития рудно-магматической системы в процессе субдукции океанической плиты Иртыш-Зайсанского палеоокеана.

В целом полученные результаты позволяют по-иному взглянуть на металлогенический облик Рудноалтайской провинции, которая входит в число крупнейших колчеданоносных провинций мира. В частности, намечается существование зональности в распределении различных типов колчеданных месторождений, которая в конечном итоге связана с различными геодинамическими обстановками, существовавшими в пределах Рудного Алтая. Кроме того, выявленные особенности медно-колчеданных месторождений типа «бесси» позволяют более эффективно вести поиски промышленных объектов подобного типа, о наличии которых свидетельствуют многочисленные медно-колчеданные проявления, известные в настоящее время на Южном Алтае.

- [1] *Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
- [2] Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. 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. 118–144.
- [3] *Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 238 с.
- [4] Кузебный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 341 с.
- [5] Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Калугин И.А., Тикунов Ю.В. Металлогеническая специализация и петрохимические особенности девонского вулканизма Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 703–715.
- [6] Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.

- [7] Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Е.Н., Позднякова Н.П. Типы колчеданных месторождений вулканических ассоциаций // Вестник ОГГГГГН РАН. 1999. № 4. С. 49–57.
- [8] Горжевский Д.И., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 196 с.
- [9] Fox J.S. Besshi-type volcanogenic sulfide deposits a review // CIMM Bulletin. 1984. Vol. 77, № 864.
  P. 57–68.
- [10] Вейц Б.И. Минералогия Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1959. Т. 3. 488 с.
- [11] Щерба Г.Н., Беспаев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.

#### ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ЛАМПРОИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА КАК ИНДИКАТОР ИЗВЕСТНЫХ И РАНЕЕ НЕ УСТАНОВЛЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.П. Гладкочуб\*, С.И. Костровицкий\*\*, Т.В. Донская\*, А.М. Мазукабзов\*

\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru \*\*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Алмазоносные лампроиты отмечены в пределах Урикско-Ийского грабена (юго-западный фланг Сибирского кратона), где они слагают девять крутопадающих жил среди сланцев и песчаников урикской и ингашинской свит палеопротерозоя [1]. Совокупность вышеуказанных тел выделяется в качестве Ингашинского поля. Мощность жил составляет от 0.1 до 1.0 м, при среднем значении около 15–20 см. Протяженность жил достигает нескольких сотен метров при генеральном простирании 280–300°. Максимальная длина (850 м) установлена для жилы № 1 «Искра».

Первоначально возраст лампроитовых жил был определен Rb-Sr методом по валу породы как мезопротерозойский (1268 ± 30 млн лет) [2]. Относительно небольшая погрешность полученного значения наводила на мысль об ее достоверности даже несмотря на то, что исследование проводилось для значительно карбонатизированной разновидности лампроитов, сохранность исходной Rb-Sr системы которой не могла не вызывать сомнения. Таким образом, на протяжении более 20 лет возраст алмазоносных лампроитов Восточного Саяна принимался как докембрийский. Особое значение данная датировка приобрела в конце XX столетия на фоне активных международных исследований процессов становления и распада суперконтинента Родиния. Имеющаяся для лампроитов датировка (1268 млн лет) хорошо соотносилась с возрастом гигантского дайкового роя Мак-Кензи на севере Канады. Подобное обстоятельство позволяло допускать принадлежность обоих комплексов к общему эндогенному событию и интерпретировать их совокупность как отражение воздействия мантийного плюма, затронувшего окраинные области двух крупных древних кратонов – Сибирского и Североамериканского (Лаврентия), располагавшихся совместно в структуре Родинии. Однако достоверность датировки, предлагаемой для лампроитов Восточного Саяна, вызывала обоснованные сомнения в здравомыслящей российской и международной научной среде, что делало необходимым проведение геохронологического исследования данных пород с использованием более современных методов анализа. В рамках проведенного исследования в пределах Ингашинского поля алмазоносных лампроитов были отобраны пробы из жилы № 1 «Искра» с целью изучения U-Pb возраста содержащихся в ней цирконов. U-Pb датирование цирконов из образцов ING-1 и ING-2 было выполнено в Центре масс-спектрометрии Университета Кетина (г. Перт, Австралия) на приборе SHRIMP-II по стандартной методике.

Среди выделенных из обеих проб цирконов встречаются как бесцветные, так и окрашенные (темно-желтые) разновидности. Размер зерен варьируется от 50 до 300 мкм. По форме и морфологии кристаллы сильно отличаются друг от друга, их удлинение изменяется от 1:1 до 4:1. Катодолюминесцентные снимки указывают на разнообразие генетических групп (популяций) выделенных цирконов. Для получения качественной возрастной характеристики выделенных групп цирконов было проведено изучение 30 зерен (39 измерений) из образца ING-1 и 3 зерен из образца ING-2. Так как оба образца были отобраны из одной дайки, то рассмотрение полученных для обоих образцов результатов будет приведено совместно.

Наиболее древние из обнаруженных цирконов имеют <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb возраст 2530±13, 2333±7 и 2066±17 млн лет. Группа из шести цирконов демонстрирует конкордантный <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb возраст 1854±10 млн лет (СКВО=3.5). По-видимому, популяция с возрастными пределами 1901–1845 млн лет отражает возраст ксеногенного материала, захваченного из раннедокембрийских магматических и метаморфогенных источников (комплексов).

Три циркона имеют возраст, близкий к отметке 750 млн лет. Зерна с подобным возрастом

имеют низкие содержания U и Th и позволяют рассчитать конкордантное значение возраста как 750±14 млн лет (СКВО=0.44), что отражает возраст кристаллизации магматического комплекса, цирконы которого были захвачены расплавом, сформировавшим жилу №1 Ингашинского поля.

Одиннадцать анализов (включая десять зерен цирконов и одну пару ядро – кайма) образуют группу с возрастом, близким к значению 460 млн лет. В частности, эти значения получены по цирконам с отчетливой зональностью, по которым был рассчитан конкордантный возраст 462±9 млн лет (СКВО=4.8). Повышенное значение СКВО может быть обусловлено тем, что рассматриваемая группа содержит не одну, а две или более популяции цирконов, сформировавшихся в различных геологических комплексах.

Одиннадцать зерен циркона образуют кластер <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U возрастов, отвечающих интервалу 350-290 млн лет. По пяти из этих зерен измерения проводились дважды, для того чтобы увериться в качестве полученных относительно «молодых» датировок. Все проанализированные зерна представлены мелкими и средними по размеру кристаллами, имеющими магматическую зональность. Конкордантный возраст, рассчитанный для этой группы, отвечает значению 309±5 млн лет. Близкое значение показывает расчет средневзвешенного <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U возраста – 308±7 млн лет (СКВО=2.7). Мы полагаем, что конкордантный возраст 309±5 млн лет в наибольшей степени отвечает возрасту кристаллизации этих наиболее молодых цирконов, обнаруженных в образце ING-1. Следует заметить, что один циркон из образца ING-2 также демонстрирует конкордантное значение возраста 292±6 млн лет, близкое к датировке наиболее молодой группы цирконов, обнаруженных в образце ING-1. Таким образом, можно сделать вывод о том, что наиболее молодые цирконы, присутствующие в породах, слагающих жилу №1 «Искра» Ингашинского поля, имеют возраст около 300 млн лет. Принимая во внимание то обстоятельство, что для лампроитовых магм совершенно нетипично присутствие «собственных» цирконов, мы склонны интерпретировать все проанализированные зерна как ксеногенные, т.е. захваченные расплавом из вмещающих пород, как представленных на дневной поверхности, так и не вскрытых на современном эрозионном срезе.

Первое следствие, которое совершенно логично вытекает из полученных результатов, свидетельствует о том, что изученные породы Ингашинского алмазоносного поля не могут быть древнее 300 млн лет. Следовательно, предполагаемый ранее мезопротерозойский возраст этих пород и их корреляция с базитами дайковой провинции Мак-Кензи Североамериканского кратона могут быть благополучно оставлены в прошлом. Следующее важное обстоятельство заключается в том, что выявленные группы конкордантных цирконов напрямую отражают те эндогенные события, которые проявились в пределах рассматриваемой территории на широком возрастном интервале – от неоархея вплоть до позднего палеозоя. При этом лишь часть из выделившихся конкордантных кластеров может быть легко интерпретирована с использованием датировок, полученных для геологических комплексов южного фланга Сибирского кратона, в пределах которого располагается Ингашинское поле алмазоносных лампроитов. Возраст популяций ксеногенных цирконов из проанализированных образцов и их (цирконов) возможные источники приведены в таблице.

Интерпретация полученных результатов позволяет заметить, что в проанализированных образцах присутствуют не только цирконы из тех комплексов, которые представлены на площади южного фланга кратона, но и цирконы из палеозойских комплексов, наиболее характерные для Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). При этом комплексы с палеозойскими датировками не вскрыты на современном эрозионном срезе в пределах рассматриваемой

Возраст цирконов	Возможный источник, его месторасположение	Ссылка
~2530 млн лет	Граниты китойского комплекса, юг Сибирского кратона	[3]
~1903 млн лет	Диабазы ангаульского комплекса, юг Сибирского кратона	[4]
~1854 млн лет	Граниты саянского комплекса, юг Сибирского кратона	[5]
~ 750 млн лет	Диабазы нерсинского комплекса, юг Сибирского кратона	[6]
~ 460 млн лет	Гранитоиды таннуольского и сархойского комплексов, ЦАСП	[7, 8]
~330-300 млн лет	Многочисленные комплексы гранитоидов ЦАСП (в том числе	[9, 10]
	Ангаро-Витимский батолит)	

Возраст цирконов из лампроитов Ингашинского поля

территории. Очевидно, в отличие от ЦАСП, мощная и консолидированная литосфера Сибирского кратона препятствовала проникновению палеозойских магм к поверхности, ограничив, таким образом, область их кристаллизации глубинными уровнями литосферы Урикско-Ийской структуры. Полученные по цирконам возрастные кластеры демонстрируют, как путем изучения даже одного образца лампроита возможно проследить динамику эндогенной активности на обширных территориях южного фланга Сибирского кратона и в прилегающих областях ЦАСП – от архея практически до мезозоя.

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] Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н. Этапы магматизма и алмазоносность центральной части Урикско-Ийского грабена Присаянья // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 38–43.
- [2] Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов Ю.И. Присаянская провинция высококалиевых щелочных базитов и лампроитов // Доклады АН. 1995. Т. 342, № 1. С. 82–86.
- [3] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1137–1148.
- [4] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences. 2010. Vol. 310. P. 812–825.
- [5] 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.
- [6] 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. Vol. 147, № 3–4. P. 260–278.
- [7] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
- [8] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 45 с.
- [9] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.
- [10] Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометалльные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // Доклады АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 248–253.

# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЭРЭН-ДАБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ)

И.В. Гордиенко\*, А.Я. Медведев\*\*, А.Н. Булгатов\*, В.А. Беляев\*\*

\*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru \*\*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, amedv@igc.irk.ru

Проведены исследования в пределах Эрэн-Дабанского докембрийского метаморфического террейна в бассейне р. Шусыйн-Гол, крупного правого притока р. Онон в Северо-Восточной Монголии. Этот район оказался слабоизученным. По ранним работам здесь выделены позднепротерозойско-вендские метаморфические блоки, сложенные гнейсами, сланцами, мраморами с кислыми вулканитами или раннедокембрийские и позднедокембрийские (рифейские) блоки без расчленения по составу [1].В результате наших работ была составлена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 200000 Эрэн-Дабанского докембрийского террейна в приустьевой части р. Шусыйн-Гол, на площади более 200 км<sup>2</sup>, на которой отражены следующие структурновещественные комплексы (СВК), находящиеся в аллохтонном залегании:

1. Нижний СВК слагают расслоенные габбро-пироксениты с дайками габбро-долеритов, которые выше по разрезу постепенно переходят в мощную (более 2000 м) толщу метабазальтов. В нижней части метабазальты массивные, в большинстве своем афировые, в центральных частях потоков иногда порфировые. В верхней части тектонических блоков метабазальты в разной степени рассланцованы с многочисленными послойными кварцевыми прожилками и жилами, которые при динамометаморфизме раздавлены и превращены в «будины».

2. Средний СВК сложен биотитовыми и биотит-амфиболитовыми гнейсами, разнообразными сланцами (по песчаникам и алевролитам) и кварцитами. Мощность этого СВК также превышает 2000 м.

3. Верхний СВК представлен кислыми и средними вулканитами, а также габброидами и гранитоидами. По нашим данным, U-Pb возраст массива габбро по цирконам составляет 292.6 млн лет. Этим определяется верхняя возрастная граница СВК.

Два нижних СВК в разной степени рассланцованы с пологим (10–30–40°) падением пород на север и северо-запад (0°, 340°, 330°, 310°). По существу, они образуют пакет тектонических пластин (покровов), надвинутых друг на друга с севера на юг (в современных координатах). Аналогичное строение имеет также верхний СВК (аллохтон).

Изучены магматические породы нижнего СВК. Все изученные образцы претерпели метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации и представлены метапородами. Базальты в настоящее время представляют собой хлорит-амфиболовые сланцы с редкими зернами альбита, а габбро и габбропироксениты – амфиболиты. В некоторых образцах метабазальтов сохраняются реликты порфировой структуры. Во всех типах пород наблюдаются новообразованные прожилки карбоната и кварца. Тем не менее нам удалось выбрать достаточно свежие образцы, которые были пригодны для геохимических исследований.

Выяснено, что практически все изученные породы относятся к натриевой серии нормального ряда. Содержание  $SiO_2$  меняется незначительно – от 47 до 51 мас. %. Также не наблюдается существенной разницы в содержании остальных петрогенных элементов. Все породы низкоглиноземистые (al'= 0.63–0.75) и умеренно титанистые (TiO<sub>2</sub>=0.9–2.0 мас. %). По всем этим признакам изученные породы относятся к толеитовой серии и, по всей вероятности, комагматичны. Представляется возможным считать дайки габбро-долеритов подводящими каналами вулканической толщи. Приведенные данные позволяют считать нижний структурно-вещественный комплекс верхней частью офиолитового разреза.

Для того чтобы определить геодинамическое положение пород комплекса, нами были проведены геохимические исследования. На приведенном рисунке показана спайдердиаграмма изученных пород. Из данных графика можно отметить, что все породы достаточно удовлетворительно соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов, точнее N-MORB. Исклю-



Спайдерграмма составов пород, нормированных к примитивной мантии [5].

чение составляют легкоподвижные элементы, такие, как Rb, Ba, K. Paнee нами было показано, что в процессе метаморфизма данные элементы могут как удаляться, так и привноситься [2].

Исследованные породы практически полностью соответствуют океаническим базальтам кулиндинской и ононской свит Восточного Забайкалья и Западного Хэнтея, которые по последним данным U-Pb датирования по цирконам имеют средне- и позднеордовикский возраст [3, 4] и представлены геохимическими типами N- и E-MORB. Следовательно, можно сделать вывод, что породы нижнего СВК Эрэн-Дабанского террейна, так же как и вулканиты Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии, являются составной частью океанического бассейна Монголо-Охотского океана.

Работа завершена 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 (10-05-93160-Монг\_а) и поддержке ФАНИ (Госконтр. 02.740.11.03.24).

[1] Геологическая карта МНР. Масштаб 1:1500000. М.: ГУГК, 1971.

- [2] Медведев А.Я., Булгатов А.Н., Горнова М.А., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. Метавулканиты Кыранского блока (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2007. № 1. С. 138–146.
- [3] *Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А.* Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 54–60.
- [4] Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Горнова М.А., Томуртогоо О., Гонегер Т.А. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтея (Северная Монголия) // Геология и геофизика (в печати).
- [5] San S.S., McDonugh W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Geological Society London Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–346.

#### **Rb-Sr СИСТЕМАТИКА МЕТАКАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮГА ОНОТСКОГО** ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

И.М. Горохов<sup>\*</sup>, А.Б. Кузнецов<sup>\*</sup>, В.И. Левицкий<sup>\*\*</sup>, И.В. Левицкий<sup>\*\*</sup>, Г.В. Константинова<sup>\*</sup>, Н.Н. Мельников<sup>\*</sup>

\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН \*\*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Онотский зеленокаменный пояс входит в состав Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы и выполняет троговую структуру субмеридионального простирания. В сложении пояса участвуют метавулканические породы толеит-риолитовой серии, метатерригенные и биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты, кварциты, а также магнезитовые и доломитовые мраморы. Породы пояса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидотамфиболитовой фаций и подверглись интенсивным метасоматическим преобразованиям [1]. Онотский комплекс залегает на древнейших тоналит-трондьемит-гранодиоритовых гнейсах, содержащих цирконы с возрастом 3.33–3.34 млрд лет (U-Pb метод [2]) и прорывается раннепротерозойскими гранитами шумихинского комплекса (U-Pb возраст по цирконам – 1.87±0.02 млрд лет [3]). Rb-Sr изохронный возраст амфиболитов и биотит-гранатовых гнейсов онотского комплекса колеблется в пределах 2.7–2.8 млрд лет, а модельный Sm-Nd возраст составляет 3.1– 3.6 млрд лет [1, 4].

Карбонатные породы Онотского пояса локализованы в протяженной (40 км) полосе в междуречье рек Онот и Савина. В пределах этой полосы отмечается переслаивание мраморов магнезитового и доломитового состава. В долине р. Савина, секущей южную часть Онотского пояса, магнезитовые мраморы образуют крутопадающую залежь протяженностью 9 км и мощностью от 100 до 600 м. Эта залежь является крупнейшим и наиболее древним месторождением кристаллического магнезита.

В соответствии с принятыми генетическими классификациями месторождения магнезита, заключенные в карбонатных толщах, относят к эвкарбонатному Veitsch-типу [5]. Главным объектом для выделения этого типа стало месторождение Вайч, локализованное в палеозойских карбонатах в Австрийских Альпах. Для магнезитов и вмещающих карбонатных пород Северо-Восточных Альп получен большой объем изотопно-геохимической информации (в том числе об их Rb-Sr системах), который использован для построения моделей генезиса месторождений такого типа [6]. Подобные изотопные исследования магнезитов Присаянья до сих пор не проводились.

Для изотопно-геохимического изучения карбонатных пород в пределах Савинского рудного поля были отобраны образцы, представляющие две главные структурно-текстурные разновидности магнезитов – мелкозернисто-массивные и крупнокристаллические ланцетовидные. Кроме того, изучались образцы мелкозернистых и жильных доломитов, присутствующих в рудном поле.

Магнезиты обеих разновидностей характеризуются близкими концентрациями Mg, Mn и Fe, в среднем соответственно 28 %, 2000 мкг/г и 7200 мкг/г. Однако мелкозернистые магнезиты содержат меньше Ca и значительно меньше Sr, чем крупнокристаллические разности, в среднем соответственно 0.3 % против 0.5 % и 0.50 мкг/г против 2.2 мкг/г. Такая зависимость обусловлена кристаллохимическими особенностями магнезита, в котором Sr<sup>2+</sup> изоморфно замещает Ca<sup>2+</sup>. Отражением этого служит положительная корреляция между содержаниями Sr и Ca в магнезитах (r=0.83). Измеренные отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr варьируются в пределах 0.7098–0.7143 в мелкозернистых магнезитах и 0.7096–0.7184 в крупнокристаллических. По сравнению с магнезитами, мелкозернистые и жильные доломиты содержат мало Mn (260–580 мкг/г) и Fe (3100–4800 мкг/г). В отличие от мелкозернистых доломитов, жильные генерации обогащены Ca и обеднены Sr, в среднем соответственно 23.7 % против 22.5 % и 29 мкг/г против 37 мкг/г. Измеренные отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в пределах 0.7114–0.7144, что согласуется

с вариациями этого отношения в магнезитах.

Сравнение изотопно-геохимических характеристик изученных карбонатных пород Савинского рудного поля указывает на то, что вариации содержаний малых элементов (Mn, Fe и Sr) в каждой из групп обусловлены главным образом кристаллохимическими особенностями минералов. Помимо этого установлено, что концентрации Sr во всех изученных типах магнезитов и доломитов Савинского рудного поля существенно (в 2 раза) ниже, чем в неметаморфизованных аналогах других регионов [6]. Более того, средние значения отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в мелкозернистых (0.7125) и крупнокристаллических (0.7131) магнезитах и доломитах (0.7131) близки друг к другу. Совокупность этих признаков позволяет предполагать, что Rb-Sr системы карбонатных пород в южной части Онотского зеленокаменного пояса были преобразованы во время метаморфизма.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН («Природные изотопные системы…») при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00810 и 09-05-00563).

- [1] Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. 343 с.
- [2] Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. 2006. № 3. С. 347–352.
- [3] 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.
- [4] *Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. № 5. С. 501–526.
- [5] *Pohl W., Siegl W.* Sediment-hosted magnesite deposits // Handlook of stratiform and stratabound ore deposits / Ed. K.H. Wolf. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 223–310.
- [6] *Frimmel H.* Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps // Mineralium Deposita. 1988.Vol. 23. P. 268–275.

# НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

М.В. Горошко, Б.Ф. Шевченко

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

На карте Приамурья масштаба 1 : 2500000, составленной под редакцией Л.И. Красного и Пэн Юньбяо, на восточном фланге Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) на территории России расположены Цзямусы-Буреинский микроконтинент и восточный фланг Монголо-Охотского складчатого пояса [2]. На тектонической схеме Л.П. Карсакова [4, 7] северная граница Цзямусы-Буреинского микроконтинента проводится по Южно-Тукурингрскому и Пауканскому разломам, а восточная – по Тастахскому и Куканскому разломам. Сулукский и Уда-Шантарский блоки герцинид, отложения юрских пассивных континентальных окраин Ульбанского, Торомского прогибов и Монголо-Охотский орогенный пояс отнесены к Тихоокеанскому подвижному поясу (ТПП).

В работе Л.М. Парфенова с соавторами [3] принято положение о том, что Монголо-Охотский складчатый пояс входит в состав ЦАПП, а конфигурация границ с Цзямусы-Буреинский микроконтинентом подобна схеме Л.П. Карсакова [4, 7].

А.И. Ханчук с соавторами на месте всех вышеуказанных структур выделяет Ульбанскую, Баджальскую, Хабаровскую мезозойские аккреционные призмы, а на месте Монголо-Охотского орогенного пояса – Тукурингро-Джанинский, Унья-Бомский, Ланский, Галамский, Тугурский Ниланский террейны палеозойского–раннемезозойского возраста [1],



Рис. 1. Тектоническое районирование области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов: *а* – по Л.П. Карсакову и др., *б* – по Л.М. Парфенову и др. *l* – древние платформы; *2* – Центрально-Азиатский подвижный пояс; структуры Тихоокеанского подвижного пояса: *3* – Монголо-Охотский ороген; *4* – Сихотэ-Алинский ороген.



Рис. 2. Схема тектонического районирования области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов. 1 – кайнозойские впадины: I – Амуро-Зейская, II – Сунляо, III – Средне-Амурская, IV – Верхне-Зейская; 2 – мезозойские вулканические пояса: СХ – Северо-Хинганский, ВСА – Восточно-Сихотэалинский; 3 – мезозойский Сихотэалинский орогенный пояс; 4 – Монголо-Охотский позднегерцинско-индосинийский орогенный пояс; 5 – герцинские орогенные пояса: ЛС – Луньцзян-Селемджинский, СЕ – Силамулун-Иэнбенский; 6 – Селенга-Становой каледонский орогенный пояс; 7 – микроконтиненты с докембрийским фундаментом: АМ – Аргуно-Мамынский, ЦБ – Цзямусы-Буреинский, Х – Ханкайский; 8 – Сибирская платформа; 9 – основные разломы (цифры в кружках): 1 – Северо-Тукуригрский, 2 – Южно-Тукурингрский, 3 – Туранский, 4 – Илань-Итунский, 5 – Арсеньевский, 6 – Дигделано-Лимурчанский, 7 – Дунми.

Расхождение между этими схемами основано на различном понимании природы этих структур, границ между ними и принадлежности структур восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса. Одни исследователи относят его к ЦАПП, а другие включают в состав ТПП. Различия между названными тектоническими решениями схематически показаны на рис. 1.

Мы предлагаем другой подход к определению восточных границ Цзямусы-Буреинского массива и тем самым иное положение границы между Тихоокеанским и Центрально-Азиатским подвижными поясами.

Общеизвестно то, что палеозойские вулканогенно-осадочные и осадочные образования широко распространены на восточной границе Ханкайского массива. На Цзямусы-Буреинском массиве наблюдается аналогичная картина. Юрские прогибы с континентальными, прибрежноконтинентальными и, частично, морскими отложениями на докембрийских массивах Центрально-Азиатского пояса получили широкое распространение (Буреинский, Верхнеамурский, Депский и другие). По нашему мнению, Ульбанский и Торомский прогибы относятся к их числу. Они выполнены юрскими прибрежно-морскими и континентальными фациями с обилием перерывов и несогласий, косослоистых отложений с растительными остатками, что характерно для внутриконтинентальных бассейнов. Эти данные получены в результате геологического картирования последних лет.

Помимо этого нами выполнен ряд региональных структурно-геоморфологических и структурно-геофизических построений, которые однородным образом охватывают изучаемую территорию.

Глубинные структурно-геофизические модели (морфология подошвы земной коры и литосферы, их районирование по блокам различной мощности) позволяют дополнительно обосновать эти построения. На основе модели строения подошвы земной коры (получена в результате интерпретации сейсмических и гравиметрических данных) удалось выделить глубинные границы Цзямусы-Буреинского и Ханкайского массивов. Модельные восточные границы на земной поверхности корреспондируются с известными разломами [4].

На основании космической радарной съемки была составлена цифровая модель рельефа, которая затем была обработана по существующим программам. Результат этой обработки – цифровая модель модуля градиента рельефа (модель МГР) подверглась дешифрированию. Высокая достоверность геологической интерпретации и последующих геолого-структурных и тектонических построений подобного рода материалов многократно была продемонстрирована в работах В.С. Федоровского [5, 6]. Результатом дешифрирования явилось несколько другое представление о границах Цзямусы-Буреинского массива и восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса. Таким образом, в результате проведенных исследований появилось основание для иной трактовки границы между тектоническими поясами.

На представленной схеме западная граница Буреинского массива проводится по Туранскому разлому, уверенно прослеженному до Удской губы Охотского моря. Разлом ограничивает с востока структуры Монголо-Охотского орогенного пояса. Соответственно Галамский (Удско-Шантарский), Баджальский, Сулукский блоки герцинид, Ульбанский, Торомский юрские прогибы принадлежат Цзямусы-Буреинскому массиву. С юго-востока массив ограничен Илань-Итунским разломом, а непосредственно на востоке – Арсеньевским и Дигделано-Лимурчанским разломами.

Полученный комплекс новых данных позволил уточнить распространение в пространстве комплексов пород Буреинского блока Цзямусы-Буреинского массива, локализовать систему глубинных разломов и тем самым закрепить местонахождение и структуру восточной границы Центрально-Азиатского подвижного пояса (рис. 2).

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 09-І-ОНЗ-10 и РФФИ-№ 09-05-00223-а.

- [1] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- [2] Геологическая карта Приамурья / Под ред. Л. И. Красного, Пэн Юньбяо. М-б 1:2500000. СПб., 1999.
- [3] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- [4] Тектоника, глубинное строение, металлогения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
- [5] Федоровский В.С., Скляров Е.В. Коллизионная система палеозоя Западного Прибайкалья: структура из космоса // Тектоника и глубинное строение востока Азии. VI Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТи Г ДВО РАН, 2009. С. 90–92.
- [6] Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Ольхонский геодинамический полигон: пакет карт геологического содержания // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 134–135.
- [7] Tectonic map of the Central Asian Pacific Belts junction area. Khabarovsk–Shenyang, 2001.

### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЯ ДАЕК ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ УЛКАНО-УЧУРСКОГО РАЙОНА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

В.А. Гурьянов\*, А.Н. Пересторонин\*, А.Н. Диденко\*, \*\*, А.Ю. Песков\*, А.В. Косынкин\*

\*Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, guryanov\_v@mail.ru \*\*Москва, Геологический институт РАН

Наиболее ранний этап растяжения литосферы на юго-востоке Алдано-Станового щита отмечается образованием Улканского осадочно-вулканогенного прогиба (рисунок), где был установлен позднепалеопротерозойский возраст кислых вулканитов [2, 5, 6] и гранитов одноимённого массива, прорывающих стратифицированные образования улканской серии [2, 3, 5, 6]. Обосновано предположение о возможной связи последней с рифтогенезом [2]. Одно из завершающих тектономагматических событий в формировании Улканского прогиба представлено дайковыми роями и дайками габбро-долеритов, габбро и долеритов маймаканского комплекса. Наиболее детально рои даек этого комплекса изучены в Улкано-Учурском районе. Географически и по отношению к определенным геологическим структурам здесь выделяются Учуро-Уянское и Южно-Учурское поля распространения дайковых роёв. В роях дайки расположены параллельно или эшелонированно, реже кулисообразно.

Геологические данные позволяют ограничить время внедрения даек базитов Бырайынского роя (Учуро-Уянское поле) интервалом 1730–1670 млн лет. Об этом свидетельствуют два факта. Во-первых, дайки габбро-долеритов прорывают вулканиты элгэтэйской свиты (1740– 1721 млн лет [2, 5, 6]) и субщелочные граниты Улканского массива, возраст которых составляет: 1-я фаза – 1730 млн лет, 3-я фаза – 1725 млн лет [3]. Во-вторых, дайки перекрываются нижнемезопротерозойскими терригенными отложениями уянской серии с корами химического выветривания (1670±40 млн лет – Rb-Sr изохрона) [4] в подошве. U-Pb датирование цирконов из габбро-долеритов дайки Бырайынского роя даёт возраст 1707±32 млн лет (устное сообщение Р. Эрнста).

Установлено, что в рассматриваемом случае внедрение позднепалеопротерозойских интрузивных образований маймаканского комплекса, отмечающих внутриплитное (анорогенное) растяжение, не привело к образованию крупных рифтогенных бассейнов и интенсивному осадконакоплению. Наличие регионального несогласия с размывом и корами выветривания на рубеже позднего палеопротерозоя и раннего мезопротерозоя подтверждает этот вывод. Не ясна только длительность этого перерыва и нижний возрастной предел уянской серии.

Анализ химического состава габбро-долеритов Бырайынского роя даек маймаканского комплекса в пределах позднепалеопротерозойского Улканского осадочно-вулканогенного прогиба показывает, что наиболее заметными их петрохимическими свойствами являются повышенные содержания щелочей, железа, титана и фосфора, пониженные – магния. Бырайынские габбро-долериты определены как умеренно-щелочные породы, обладающие свойствами одновременно толеитовых и щелочных базальтов (переходных, по Дж. Пирсу). Выявлена принадлежность габбро-долеритов к мантийному ряду базальтов несубдукционных обстановок. Габбро-долериты Бырайынского роя даек схожи с внутриплитными базальтами и с обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов. По распределению редкоземельных элементов габбро-долериты близки к породам толеитовой и субщелочной серий зон растяжения внутриплитных обстановок: континентальных рифтов, траппов и океанических островов. Вместе с геологическими данными особенности химизма бырайынских габбро-долеритов указывают на их формирование в условиях внутриконтинентального рифтогенеза, сопровождавшегося поднятием мантийного диапира (плюма). Формирование родоначальных для них расплавов происходило во внутриплитном магматическом очаге на завершающих этапах палеопротерозойского растяжения литосферы. Подтверждается представление А.М. Ларина [5] о том, что «мантийный компонент в составе гранитов рапакиви», так же как и в описываемых дайках базитов, «пред-



Схема геологического строения юго-восточной окраины Сибирской платформы. 1 – меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса; 2 – палеозойские терригенно-карбонатные толщи Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба; 3 – кембрий-рифейские вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные отложения Учуро-Майской плиты; 4 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования Улканского (У) и Билякчанского (Б) прогибов; 5 – архейские кристаллические образования фундамента Сибирской платформы; 6 – меловые интрузии гранитоидов; 7 – палеозойские габброиды; 8–11 – палеопротерозойские интрузии: 8 – дайки габбро-долеритов маймаканского комплекса, 9 – массивы гранитоидов улканского, 10 – габброидов гекунданского комплекса, 11 – ультрабазитов кондёрского комплекса; 12 – анортозиты древнеджугджурского комплекса; 13 – разрывные нарушения. На врезке – расположение района исследований. Интрузивные массивы: Ул – Улканский, Ю – Южно-Учурский, В – Верхнеугаянский.

ставлен веществом континентальных толеитов, образующихся в общем случае при смешении выплавок из астеносферной мантии и кратонизированной литосферной мантии».

Немаловажно, что описываемые дайки габбро-долеритов маймаканского комплекса часто выступают в качестве структур, контролирующих размещение уран-молибденового и фосфоруранового оруденения, формирование которого происходит, как правило, на заключительных этапах рифтогенеза или связано с более поздними этапами активизации [2].

В целом следует отметить, что процессы растяжения в конце позднего палеопротерозоя ограничились формированием внутриконтинентальной рифтовой структуры – Улкано-Билякчанского вулканоплутонического пояса. Они не привели к расколу суперконтинента и образованию нового океанического пространства. В пользу этого свидетельствует существование между временем завершения образования Улканского прогиба и началом формирования Учурской впадины значительного перерыва: регионального несогласия с размывом и довольно мощными площадными корами химического выветривания, перекрытыми нижнемезопротерозойскими базальными конгломератами уянской серии [4]. Позднепалеопротерозойские дайковые рои, развитые западнее в структурах Северо-Азиатского кратона [1], по возрасту и вещественному составу близки к маймаканскому комплексу и также отражают, по нашему мнению, заключительные этапы растяжения во внутренних областях кратона.

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

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.
- [2] Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
- [3] Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–69.
- [4] Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 47–61.
- [5] Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 47 с.
- [6] Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // Anais da Academia Brasileira de Ciências. 1997. Vol. 69, № 3. P. 295–312.
## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ (SHRIMP II) ГРАНИТОИДОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАРДАН В ТУВЕ

#### Н.И. Гусев, С.П. Шокальский

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay\_gusev@vsegei.ru; sergey\_shokalsky@vsegei.ru

Таннуольский сектор Тувинского раннепалеозойского магматического пояса характеризуется широким развитием разновозрастного гранитоидного магматизма, представленного крупными ареал-плутонами: Таннуольским, Каахемским, Бийхемским и др. В их составе, с точки зрения минерагении, наибольший интерес вызывают массивы таннуольского комплекса, с которыми связаны золоторудные месторождения. В Каахемском ареал-плутоне в последнее время [4] выделяются: раннетаннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный (484–478 млн лет) и чарашский тоналит-плагиогранитный (473.9±4.5 млн лет) комплексы, распространенные в западной части, и позднетаннуольский диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс (451±5.7 млн лет), развитый в его центральной и восточной частях.

Месторождение Тардан размещается в средней части Каахемского ареал-плутона на контакте карбонатных пород туматтайгинской свиты (€<sub>1</sub>) и диоритов Байсютского (Копто-Байсютского) массива [1]. Возраст массива, определенный Аг-Аг методом по биотитам, составил 485.7±4.4 млн лет, гранитных даек – 484.2±4.3 млн лет, возраст наложенного на скарны золото-сульфидного оруденения по серициту в рудоносном кварце березитов – 481±6.1 млн лет [1]. Однако U-Pb возраст (SHRIMP II) плагиогранитов Байсютского массива заметно моложе: 473.9±4.5 млн лет [4]. Для уточнения возраста магматизма были изучены интрузивные образования в районе рудного тела № 24 месторождения Тардан, где на железорудные скарны наложена сульфидная медная минерализация с золотом. Наиболее распространены здесь среднезернистые кварцевые диориты. Среди них встречаются среднезернистые амфиболизированные с реликтами клинопироксена габбро и крупнозернистые габбро с плагиоклаз-гломеропорфировой структурой. Обе разновидности содержат до 5 % вторичного биотита. Малые тела гранодиоритов с ксенолитами базитов вскрыты скважинами на глубине.

Преобладающие кварцевые диориты состоят из соссюритизированного плагиоклаза (50 %), амфибола (20 %) с наложенным хлоритом (10 %), кварца (15 %), магнетита (5 %) и единичных зерен эпидота. Гранодиориты в рудном поле слабогнейсовидные среднезернистые амфибол-биотитовые, имеют минеральный состав (%): Pl<sub>25</sub>=45, Q=30, Or=10, Bt=7, Amp=4, Chl=3.

Магматические породы месторождения Тардан метаглиноземистые (A/CNK 0.78-0.99; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 15.4 % и до 22.4 % в крупнозернистых габбро) с Na-типом щелочности (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O= =0.27-0.50). Повышенные магнезиальность (mg#=65-67 в габбро, 52 в кварцевых диоритах, 44 в гранодиоритах), содержания (г/т) Cr (36–72 в габбро, 79 в кварцевых диоритах, 47.3 в гранодиоритах) и Ni (40-44 в габбро, 38 в кварцевых диоритах) могут указывать на взаимодействие с веществом литосферной мантии. Отмечаются положительные аномалии Cs, Ba, U, K, Pb, Sr и отрицательные Nb, Ta, P, Ti (рис. 1, a), свойственные зонам субдукционного магматизма. Характерна повышенная величина Sr/Y=21-111, что сближает их с адакитами, но при этом отмечается относительно слабый отрицательный наклон графиков РЗЭ ((La/Yb)<sub>N</sub>=2.6–6.7) (рис. 1,  $\delta$ ). Габбро наиболее бедны РЗЭ (ΣРЗЭ=22-31 г/т) и отличаются положительной Еи-аномалией (Eu/Eu\*=1.08-2.03). В кварцевых диоритах уровень содержания и распределение РЗЭ совпадают с гранитоидами раннетаннуольского комплекса по [4]. Судя по конформности графиков РЗЭ кварцевые диориты (Eu/Eu\*=0.7) комплементарны плагиоклаз-гломеропорфировым габбро (рис. 1, б) и формировались из остаточного расплава, обогащенного РЗЭ в результате кумулятивной кристаллизации плагиоклаза в исходном базитовом расплаве. Гранодиориты (Eu/Eu\*= =0.83) обеднены средними и тяжелыми РЗЭ и размещаются в поле меланоплагиогранитов Байсютского массива (рис. 1, б).



Рис. 1. Диаграммы для магматических пород месторождения Тардан и Байсютского массива. *1*–2 – габбро: *1* – среднезернистые, *2* – крупнозернистые плагиоклаз-гломеропорфировые; *3* – кварцевые диориты (пр. 191); *4* – гранодиориты (пр. 194); *5* – меланоплагиограниты Байсютского массива по [4].

Определение U-Pb возраста проведено по циркону из кварцевых диоритов (пр. 191) и гранодиоритов (пр. 194). В кварцевых диоритах (рис. 2, *в*) циркон представлен мелкими обломками незональных или грубозональных призматических кристаллов. Преобладающая популяция с возрастом 475 млн лет (рис. 2, *г*) имеет повышенные содержания Th<sub>cp</sub>= 638г/т, U<sub>cp</sub>=796г/т



**Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения и возраст циркона.** *а, б* – гранодиориты (пр. 194); *в, г* – кварцевые диориты (пр. 191).

и отношение Th/U=0.8, свойственное циркону основных пород. Два ксеногенных зерна с конкордантными значениями 1837±28 и 749±9 млн лет могут свидетельствовать о возрасте протолита или являются захваченными.

В цирконе гранодиоритов часто встречаются секториальная зональность (рис. 2, *a*) и двухфазное строение двух типов. В первом – темная центральная часть с секториальностью и светлая краевая – с тонкой магматической зональностью, во втором – темная центральная с нарушенной грубой зональностью и светлая краевая – с секториальностью. В последнем случае можно полагать, что затравкой служил циркон габброидов или кварцевых диоритов. Крупные изометричные зерна с секториальной зональностью дают возраст 473–463 млн лет, мелкие удлиненно-призматические с тонкой ритмичной зональностью – 466–461 млн лет. По сравнению с кварцевыми диоритами в цирконе гранодиоритов существенно ниже  $Th_{cp}$ =73 г/т,  $U_{cp}$ =163 г/т, Th/U=0.45. По морфологии и внутреннему строению циркон гранодиоритов подобен циркону биотитовых плагиогранитов пробы Д624 чарашского комплекса Байсютского массива [4], по пяти измерениям которого получен возраст 473.9±4.5 млн лет. Более молодой возраст – 464±4 млн лет – гранодиоритов месторождения Тардан, возможно, объясняется большим числом измерений (12) при его вычислении (рис. 2,  $\delta$ ).

Таким образом, кварцевые диориты месторождения Тардан, геохимически идентичные раннетаннуольскому комплексу по [4], имеют U-Pb возраст 475±3 млн лет. Проблематичным является отнесение гранодиоритов месторождения Тардан с возрастом 464±4 млн лет к чарашскому комплексу. В Теректыг-Чедерском массиве (петротип чарашского комплекса) гранитоиды принадлежат к ильменитовой серии и по минеральному составу отличаются от гранодиоритов месторождения Тардан более высоким содержанием калишпата (до 15 %), присутствием первичного мусковита и граната (до 5 %), при отсутствии амфибола [3]. Ранее высказанное [2] обоснование различий чедерских и байсютских гомогенных существенно плагиоклазовых гранитов, объединяемых в чарашский комплекс, и негомогенных плагиогранитов, ассоциирующих с тоналитами и кварцевыми диоритами, подтверждается разной металлогенической специализацией этих пород: безрудной в Теректыг-Чедерском массиве и скарново-железорудной с медью и золотом в Тарданском рудном поле. Для окончательного решения этого вопроса необходимо датирование гранитов чарашского комплекса в его петротипе – Теректыг-Чедерском массиве.

- [1] Гаськов И.В., Борисенко А.С., Бабич В.В., Наумов Е.А. Стадийность и длительность формирования золоторудной минерализации на медно-скарновых месторождениях (Алтае-Саянская складчатая область) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 10. С. 1399–1412.
- [2] Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 24–62.
- [3] Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К. и др. Чарашский комплекс петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 38–42.
- [4] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.

# ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ МЕТОДОМ ЛА-ИСП-МС ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКА ДАРХАТСКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНОЕ ПРИХУБСУГУЛЬЕ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Е.И. Демонтерова\*, А.В. Иванов\*, Л.З. Резницкий\*, В.Г. Беличенко\*, С.-Н. Нипg\*\*, S.-L. Chung\*\*, Y. Iizuka\*\*\*, К.-L. Wang\*\*\*

\*Иркутск, Институт земной коры CO PAH, dem@crust.irk.ru \*\* Taipei, Taiwan, Department of Geosciences, National Taiwan University \*\*\* Taipei, Taiwan, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

В работе приводятся данные U-Pb датирования детритовых цирконов методом массспектрометрии индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) из песчаника дархатской серии. Данная серия является подстилающей под венд-кембрийскими карбонатными отложениями в восточной окраине центральной части Тувино-Монгольского массива (рис. 1). Детритовые цирконы из песчаника дархатской серии западного борта оз. Хубсугул показывают следующие интервалы конкордантного возраста: 750–850, 900–940 и 2660–2720 млн лет (рис. 2).



Рис. 1. Схема расчленения Тувино-Монгольского и Дзабханского массивов (по [3]). *1* – кайнозойские отложения рифтовых впадин; *2* – венд-кембрийский осадочный чехол; *3* – рифейские офиолитовые и островодужные образования; *4* – рифейский осадочный комплекс; *5* – раннедокембрийские образования; *6* – раннепалеозойские террейны, обрамляющие массивы; *7* – место отбора образцов. Сокращения на схеме: ОП – Окинская призма, Гр – Гарганский блок, Бд – Байдарикский блок, С – Сархойская серия, Д – Дархатская серия, Ш – Шишхид-Гольские офиолиты.



Рис. 2. U–Pb-конкордия для детритовых цирконов из песчаника дархатской серии, западный борт оз. Хубсугул. Получены интервалы конкордантного возраста: 750–850, 900–940 и 2660–2720 млн лет.

Возрастной диапазон 750–850 млн лет не составляет трудности для интерпретации. Дархатская серия на территории Монголии вместе с сархойской серией в Восточном Саяне на территории России входит в единую рифейскую островодужную систему [1]. По данным U-Pb датирования цирконов, отобранных из игнимбритов сархойской серии, ее возраст составляет 781±11 млн лет [2]. Возраст Окинской призмы, установленный по данным U-Pb датирования цирконов, отобранных из базитовых силлов, составляет 753±16 млн лет [3]. Риолиты Шишхид-Гольской дуги датированы U-Pb методом – 800±2.6 млн лет [4], а тоналиты сумсунурского комплекса – 785±11 млн лет [5]. Иными словами, практически во всем диапазоне значений самого молодого пика возраста цирконов песчаника дархатской серии (750–850 млн лет), в пределах Тувино-Монгольского массива, находятся комплексы пород с соответствующим возрастом. В этот период времени распадался суперконтинент Родиния [6], континентальные окраины охватывались повсеместно вулканическими процессами за счет субдукции, в океаническом пространстве формировались энсиматические островные дуги.

Цирконы дархатской серии возрастного интервала 900–940 млн лет не находят себе аналогов в Тувино-Монгольском массиве в виде магматических и/или метаморфических комплексов. Часть цирконов этого возраста имеет округлую форму, что говорит об их неоднократном перемыве. Например, они могли попасть сперва в осадочные толщи Окинской призмы, откуда вторично могли переотложиться в песчаник Дархатской серии. Впрочем нельзя исключать вариант, что в Тувино-Монгольском массиве присутствуют магматические или метаморфические комплексы с возрастом ~ 900–940 млн лет, но они до сих пор не идентифицированы.

Цирконы возрастного диапазона 2660–2720 млн лет говорят об участии в источнике сноса осадочных пород дархатской серии материала Гарганской глыбы, являющейся единственным раннедокембрийским блоком в основании Тувино-Монгольского массива [7].

Таким образом, в песчанике дархатской серии обнаруживаются цирконы всех известных

комплексов пород Тувино-Монгольского массива, за исключением цирконов с возрастом ~1 млрд лет, характерных для плагиогранитов Дунжугурского офиолитового комплекса. Однако это легко объяснимо, поскольку плагиограниты по объему составляют малую долю офиолитов, а цирконы в плагиогранитах крайне редки [8].

При рассмотрении возрастных диапазонов, полученных по цирконам из песчаника дархатской серии, не менее важно отметить и то, что среди них нет цирконов с возрастом, характерным для фундамента Сибирской платформы и Дзабханского массива. В частности, нет цирконов с возрастом ~1.8–1.9 млрд лет, наиболее распространенных в южном выступе фундамента Сибирской платформы [9]. Таким образом, эти континентальные блоки не являлись источниками сноса при формировании песчаников дархатской серии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Интеграционных проектов СО РАН №19 и СО РАН–ННС Тайвань № 142, а также проекта СО РАН-АНМ (2011–2012 гг.).

- [1] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К. и др. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 554–565.
- [2] Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: реконструкция неопротерозойской (770–800 млн лет) активной континентальной окраины // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 159–160.
- [3] *Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V., Postnikov A. et al.* The Oka belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): A Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // Island Arc. 2007. Vol. 16. P. 224–242.
- [4] Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E. et al. The Shishkhid ophiolite, Northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in Central Asia // Precambrian Research. 2005. Vol. 138, № 1–2. P. 125–150.
- [5] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- [6] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. P. 179–210.
- [7] Kovach V.P., Matukov D.I., Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalities find Early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asian mobile belt // 32nd IGC Florence. Session: T31.01 Tectonics of Precambrian mobile belts. Pt. 2. Abs. 2004. P. 1263.
  [8] Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb
- [8] Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol. 199. P. 311–325.
- [9] Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 3–19.

#### РОЛЬ СУБДУКЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ – РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

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

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

Позднепалеозойский – раннемезозойский магматизм широко проявлен в пределах северного и центрального сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса (территории Забайкалья (Россия), Северной и Центральной Монголии) [1–4]. Большинство интрузивных и эффузивных магматических образований этого временного интервала, в том числе и три гранитоидных батолита Центральной Азии – Ангаро-Витимский, Хангайский и Хэнтей-Даурский, расположены к северу от Монголо-Охотского шва и были сформированы до момента окончательного закрытия Монголо-Охотского океана, которое имело место в раннем мелу [5]. Выделяется несколько этапов эндогенной активности в пределах исследованного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса: карбон – ранняя пермь, поздняя пермь – средний триас, поздний триас, юра.

Существуют различные точки зрения на тектоническую природу одних и тех же магматических комплексов Забайкалья, Северной и Центральной Монголии. Ю.А. Зорин [6], Л.М. Парфенов [3], О. Томуртогоо [7] предполагали, что позднепалеозойский – раннемезозойский магматизм рассматриваемой территории может быть связан с субдукцией океанической литосферы Монголо-Охотского палеоокеана под Сибирский континент. Однако ни один из этих авторов не привел достаточных доказательств сделанных выводов. Для тех же самых магматических комплексов С. Викхем с соавторами [1], В.М. Джан с соавторами [8] рассматривали внутриконтинентальную (анорогенную) обстановку формирования, а В.В. Ярмолюк и В.И. Коваленко [4, 9, 10] предполагали, что они могли быть образованы в тыловой части активной окраины над мантийным плюмом.

Обобщение собственных и опубликованных материалов по возрасту, геологическому положению и геохимии позднепалеозойских – раннемезозойских магматических образований северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса позволило авторам сделать вывод о том, что их формирование наиболее вероятно происходило в обстановке активной окраины андского типа над субдуцирующим океаническим слэбом Монголо-Охотского палеоокеана под Сибирский континент.

Для позднепермских-среднетриасовых и позднетриасовых магматических образований наблюдается хорошо выраженная зональность в расположении магматических комплексов по мере удаления от Монголо-Охотского шва. Например, в позднетриасовом периоде вблизи Монголо-Охотского шва располагаются известково-щелочные гранитоиды Хэнтей-Даурского батолита, которые к северу в глубь континента сменяются гранитоидами и вулканитами повышенной щелочности Катаевской вулканоплутонической ассоциации и далее щелочными магматическими породами Харитоновской и Цаган-Хуртейской вулканоплутонических ассоциаций. Подобная последовательность хорошо согласуется с обстановкой активной континентальной окраины, развивающейся над зоной субдукции. Кроме того, позднепалеозойские – раннемезозойские породы основного состава, главным образом базальтоиды, имеют геохимические характеристики магматических образований, формирование которых связано с процессами субдукции. В частности, на их мультиэлементных спектрах отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ti, положительные аномалии по Ba и Sr. Отметим также, что карбон-раннепермские и позднетриасовые щелочные гранитоиды, изученные в Забайкалье [8, 10, 11], обнаруживают геохимические характеристики, близкие к гранитам А<sub>2</sub>-типа согласно классификации [12], что может свидетельствовать об их формировании из источников, связанных с субдукционной геодинамической обстановкой. Геохимические характеристики типичных внутриплитных разностей отмечаются лишь в базальтоидах раннемелового периода, сформированных после окончательного закрытия Монголо-Охотского океана [13].

Синтез геологических, геохимических и геохронологических данных по северному сегменту Центрально-Азиатского складчатого пояса позволяет предложить следующую геодинамическую модель развития активной континентальной окраины андского типа с варьирующимся во времени наклоном погружающегося океанического слэба.

(1) В девоне, после завершения раннепалеозойских орогенных событий, началось пологое погружение океанического слэба под венд-раннепалеозойскую окраину Сибирского континента, сопровождавшееся его стагнацией в переходной зоне мантии и уменьшением скорости субдукции. Подобные условия способствовали возникновению рассеянного растяжения и ускоряли коллапс раннепалеозойского орогена. Процессы растяжения фиксируются бассейнами седиментации в пределах Точерского прогиба, сформировавшимися в позднем девоне – раннем карбоне. Стагнация слэба в переходной зоне мантии привела к увеличению плотности слэба и изменению угла его погружения на более крутой.

(2) Раннепозднекарбоновый период характеризуется сменой режима растяжения на сжатие, что привело к тектоническому расслоению континентальной литосферы с возникновением континентальной субдукции (А-субдукция) и формированию складчато-надвиговых деформаций [14]. В результате имело место закрытие осадочных бассейнов Точерского прогиба и утолщение континентальной коры. В этот период произошло увеличение объемов внедрения мантийных магматитов в нижнюю кору, плавление метаморфического субстрата и формирование автохтонных биотитовых гранитов Ангаро-Витимского батолита.

(3) Позднекарбоновый – раннепермский этап характеризуется деструкцией океанического слэба с откатом его в сторону желоба. В результате этого возникли условия для растяжения континентальной литосферы и проникновения мантийного вещества в верхние горизонты коры. В течение этого периода был сформирован основной объем гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, а также щелочные гранитоиды, вулканиты и многочисленные дайки основного и кислого состава Западно-Забайкальского пояса [15, 16]. Формирование магматических образований этого этапа может быть связано с растяжением в пределах утолщенной континентальной коры.

(4) Позднепермский – среднетриасовый период вновь характеризуется сменой режима субдукции. Известково-щелочные гранитоиды этого этапа были внедрены вблизи желоба Монголо-Охотского океана над погружающейся под нормальным углом зоной субдукции, в то время как щелочные гранитоиды и бимодальные вулканические серии формировались во внутренней части континента в условиях растяжения над стагнирующим слэбом. В течение этого периода были сформированы известково-щелочные гранитоиды Хангайского батолита и щелочные гранитоиды и бимодальные вулканические серии Северо-Монгольского пояса.

(5) Позднетриасовый период характеризуется режимом субдукции, подобным позднепермскому – среднетриасовому периоду. Позднетриасовые известково-щелочные гранитоиды Хэнтей-Даурского батолита располагаются вблизи Монголо-Охотского шва, в то время как щелочные гранитоиды и бимодальные вулканические серии наблюдаются по периферии батолита. Основные магматические комплексы этого временного интервала пространственно смещены к востоку относительно расположения магматических образований позднепермского – среднетриасового периода. Подобное расположение магматических комплексов может быть связано с закрытием Монголо-Охотского океана в его самой западной части, где имела место коллизия Сибирского континента и Амурского континентального блока.

(6) Юрский период характеризуется значительным уменьшением магматической активности в пределах северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Возможно, это связано с прекращением субдукции океанической коры Монголого-Охотского океана в западной части океанического бассейна.

(7) Раннемеловой период характеризуется закрытием Монголо-Охотского океана в его восточной части [5, 17]. В Забайкалье и Северной Монголии в течение этого временного интервала происходил коллапс Монголо-Охотского орогена и формирование комплексов метаморфических ядер [18].

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 9 (проект 9.3) и Интеграционного проекта ОНЗ СО РАН № 13.

- [1] Wickham S.M., Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Bindeman I.N. Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalia, East-Asia A key constraint on the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonization // Journal of Geophysical Research, Solid Earth. 1995. Vol. 100, № B8. P. 15641–15654.
- [2] Коваль П.В. Региональный химический анализ гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. 492 с.
- [3] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24–43.
- [4] Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. Vol. 23. P. 605–627.
- [5] *Kravchinsky V.A., Cogné J.P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // Geophysical Journal International. 2002. Vol. 148. P. 34–57.
- [6] Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. Vol. 306. P. 33–56.
- [7] Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, Central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // Journal of the Geological Society, London. 2005. Vol. 162. P. 125–134.
- [8] Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos. 2009. Vol. 113. P. 521–539.
- [9] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- [10] Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Джань Б.-М., Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского–Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 351–380.
- [11] Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидой провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 445–455.
- [12] *Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. Vol. 20. P. 641–644.
- [13] Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 944–962.
- [14] Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 615–628.
- [15] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. Р. 156–180.
- [16] *Хубанов В.Б.* Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2009.
- [17] Cogné J.P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophysical Journal International. 2005. Vol. 63. P. 813–832.
- [18] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M, Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society, London. 2008. Vol. 165. P. 405–421.

#### ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ВИТИМСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ЭТАПЫ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

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

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

Витимская провинция объединяет более 20 массивов щелочных пород в полосе северовосточного простирания, протяженностью свыше 450 км и шириной около 50 км. Ее площадь сложена в основном позднепалеозойскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита, неопротерозойскими (?) кристаллическими известняками. Все вышеперечисленные породы частично перекрыты кайнозойскими базальтами. Щелочные массивы представляют собой мультифазные интрузии округлой или эллиптической формы, реже плитообразные тела и сложены пироксенитами, ийолит-уртитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами. Наиболее ранними породами являются пироксениты. Ийолит-уртиты формируют линзо- или жилообразные тела среди пироксенитов, реже самостоятельные массивы. Нефелиновые и щелочные сиениты представляют заключительную фазу, обычно слагают дайки и штокообразные тела. Некоторые массивы сложены только нефелиновыми и щелочными сиенитами, имеющими постепенные взаимопереходы. Все массивы имеют резкие контакты с вмещающими породами, преобладающими из которых являются известняки. Интенсивные метасоматические процессы (альбитизация, нефелинизация, канкринитизация) широко распространены в пределах массивов.

Имеющиеся K-Ar и Rb-Sr геохронологические данные по ряду массивов провинции [1–3] показывают вариации от 595 до 167 млн лет и не позволяют сделать однозначного вывода о времени проявления и продолжительности щелочного магматизма. В связи с этим нами были выполнены более прецизионные U-Pb и Ar-Ar геохронологические исследования этих пород. Цирконы из пироксенитов Сайженского, Нижне-Бурульзайского и щелочных сиенитов Снежного массива дают значения 486, 520 и 487 млн лет, соответственно [4]. Близкие значения получены Аг-Аг методом для амфиболов из ийолита Нижне-Бурульзайского массива – 516 млн лет (неопубликованные данные авторов). Цирконы из уртитов Мухальского [5], нефелиновых сиенитов Верхне-Бурульзайского и ийолитов Иннолоктинского массива [6] характеризуются конкордатными значениями 294, 306 и 294 млн лет, соответственно. Таким образом, становление массивов, согласно полученным предварительным геохронологическим исследованиям, происходило в два временных интервала: 520-486 млн лет и 306-294 млн лет. Формирование раннепалеозойских щелочных пород (Нижне-Бурульзайский, Сайженский, Снежный массивы) совпало по времени с аккреционно-коллизионными процессами в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые сопровождались метаморфизмом, гранитообразованием, ультраосновным и щелочным магматизмом [7, 8]. Становление позднепалеозойских массивов (Мухальский, Верхне-Бурульзайский, Иннолоктинский), возможно, обусловлено повторным открытием структуры, в пределах которой произошло телескопирование продуктов щелочного магматизма. Полученные значения возраста совпадают с максимумом магматических процессов в пределах позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии, деятельность которой обусловлена активностью мантийного суперплюма [7, 8].

Раннепалеозойские щелочные массивы Витимской провинции формируют полный ряд от пироксенитов, ийолит-уртитов к нефелиновым и щелочным сиенитам, в то время как позднепалеозойские представлены ийолит-уртитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами. При этом оба типа имеют близкий минеральный состав и сходные геохимические характеристики.

Порядок кристаллизации пород, определенный на основании полевых, минералого-петрографических и геохимических исследований, может быть представлен следующим образом. В пироксенитах клинопироксен (диопсид-геденбергит) является наиболее ранней фазой, затем происходила кристаллизация нефелина и заключительно формировались амфибол±гранат. Породы ийолит-уртитового ряда и нефелиновые сиениты являются гетерогенными как по мине-



(a) <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd vs. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(I), (6)  $\delta^{13}$ C(PDB) vs.  $\delta^{18}$ O(SMOW), (B) <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd vs. SiO<sub>2</sub> (mac. %), (г) <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr vs. SiO<sub>2</sub> (mac. %) и (д)  $\delta^{18}$ O(SMOW) vs. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr графики для щелочных пород Витимской провинции. PREMA, EMI и EMII мантийные источники согласно [9]. Область PIC и тренд изменения О-С изотопного состава по [10].

ральному, так и по химическому составу. Тем не менее фракционная история этих пород подобна пироксенитам: клинопироксен (лиопсид-геленбергит до эгирин-авгита), затем нефелин. амфибол, гранат±кальцит и аннит, с наиболее поздними натриевыми и калиевыми полевыми шпатами. В щелочных сиенитах кристаллизация происходила от нефелина к полевым шпатам (ортоклаз, санидин, альбит и, в меньшей степени, олигоклаз). Повышение коэффициента агпаитности (от 0.25 до 0.70) и SiO<sub>2</sub> (от 38 до 69 мас. %), так же как и понижение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отношений (от 1.3 до 0.2), согласуется с фракционированием клинопироксена в расплаве. Отрицательная Еи аномалия в поздних магматических образованиях (нефелиновые и щелочные сиениты) определяет, что полевой шпат был главным минералом на этих стадиях. Кроме того, повышение Rb (от 25 до 122 ppm), Sr (от 570 до 1800 ppm), понижение V (от 134 до 1 ppm), Ti (от 2 до 0.2 мас. %) и Ni (от 40 до 1 ppm) от пироксенитов к ийолитам-уртитам и до нефелиновых и щелочных сиенитов также подтверждает аккумуляцию полевого шпата и раннюю кристаллизацию пироксена при эволюции магмы. Нефелиновые и щелочные сиениты (La/Ybav=16) показывают недостаток HREE относительно LREE по сравнению с ранними породами (La/Yb<sub>av</sub>=9), что может объясняться значимым фракционированием граната. Состав пород, минералов и минеральных ассоциаций свидетельствует о высоком содержании Al, Na и низком Si в начальном расплаве. Присутствие магматического амфибола и слюды, так же как и интенсивно проявленные метасоматические процессы, характеризует расплав как водонасыщенный. Наличие интерстициального кальцита и его твердых включений в кумулусных минералах подтверждает, что первичный расплав помимо воды был обогащен СО<sub>2</sub> Кристаллизация пород сопровождалась повышением фугитивности кислорода (ΔOFM) от пироксенитов через ийолиты-уртиты к нефелиновым и щелочным сиенитам (от -0.4...+2.6 до ... +4.7, соответственно). Присутствие пирротина на начальных этапах формирования (пироксениты, ийолиты-уртиты), его исчезновение и появление магнетита на заключительных стадиях магматического процесса (в сиенитах), а также более низкие Fe<sup>+2</sup>/Fe<sup>+3</sup> отношения в клинопироксене и амфиболе из нефелиновых сиенитов (1.8 и 7, соответственно) по сравнению с минералами из пироксенитов (4 и 13, соответственно) также свидетельствуют о повышении фугитивности кислорода при эволюции расплава.

Первичные <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd отношения в раннепалеозойских породах варьируются от 0.705595 до 0.707095 и от 0.51226 до 0.512647, соответственно. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd значения для позднепалеозойских пород изменяются от 0.706275 до 0.707729 и от 0.512491 до

0.512642, соответственно. Полученные значения ложатся в поле мантийного источника ЕМ II (рисунок, а) и являются изотопически гетерогенными, что объясняется открытой системой при эволюции магм. Раннепалеозойские породы испытывают значительные вариации изотопного состава неодима по сравнению с позднепалеозойскими. Наиболее низкие <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd отношения имеют нефелиновые сиениты Снежного массива, а несколько проб для Мухальского массива характеризуются более высокими  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr (рисунок, *a*). Образцы с низкими  ${}^{143}$ Nd/ ${}^{144}$ Nd отношениями могут быть контаминированы коровым материалом, в то время как высокие <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr могут являться результатом гидротермального изменения. В подтверждение гипотезы контаминации изотопные составы кислорода и углерода показывают тренд значительного обогащения  $\delta^{18}$ O (от 5.6 до 17.4 ‰) и  $\delta^{13}$ C (от 2.2 до -8.9 ‰), что может быть проинтерпретировано как результат контаминации известняками (рисунок,  $\delta$ ). Последние характеризуются  $\delta^{18}$ O от 15 до 24 ‰ и  $\delta^{13}$ С от -0.3 до 8.2 ‰. Значения  $\delta^{18}$ О VSMOW в апатите (10.6–10.8 ‰), пироксене (8.2–10.6 ‰), нефелине (7.7–11.5 ‰) и полевом шпате (9.2–11.3 ‰) выше относительно мантийных меток. У слюды кислород изотопно более легкий ( $\delta^{18}O$  – от 5.7 до 9.0 ‰), в то время как  $\delta D$  показывает широкие вариации – от 107.6 до 170.1 %. Осадочная контаминация и вторичный Н-Оизотопный обмен между позднемагматическими флюидами и породой могут совместно быть причиной значительных вариаций  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ . Первичные Sr и Nd изотопные отношения имеют незначительную корреляцию с SiO<sub>2</sub> (рисунок,  $\vec{e}$ ,  $\vec{c}$ ), в то время как <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и <sup>18</sup>O показывают видимую взаимосвязь (рисунок, д). Все вышеперечисленное может свидетельствовать о том, что исследуемые объекты были контаминированы породами, недосыщенными кремнием, с высокими  $\delta^{18}$ О и  $\delta^{13}$ С значениями. В этой роли, вероятнее всего, выступали осадочные карбонатные породы. К сожалению, отсутствие Sr и Nd изотопных данных для вмещающих известняков не позволяет оценить масштабы контаминации.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 11-05-00324, гранта Президента РФ МК-2873.2010.5.

- [1] Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
- [2] Андреева Е.Д. Особенности и время формирования некоторых массивов щелочно-габброидной ассоциации Витимского плоскогорья // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982. С. 253–262.
- [3] Шаракшинов А.О., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л., Посохова В.А. Рубидий-стронциевый возраст щелочных пород Витимского плоскогорья (Западного Забайкалья) // Магматизм, метаморфизм и рудоносность подвижных областей. Улан-Удэ: БНЦ СО АН СССР, 1991. С. 160–169.
- [4] Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // Доклады АН (в печати).
- [5] Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb (SRIMP-II) геохронология Мухальского щелочного массива, Западное Забайкалье // Геология и геофизика (в печати).
- [6] Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatizm of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data // Lithos (in press).
- [7] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика и мантийные плюмы, их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 504–531.
- [8] *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. Vol. 102. P. 29–59.
- [9] *Hoffman A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. P. 219–229.
- [10] Demeny A., Sitnikova M.A., Karchevsky P.I. Stable C and O isotope compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline province: phoscorite-carbonatite relationships and source compositions // Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola Alkaline province / Eds. F. Wall, A.N. Zaitsev. Mineralogical Society. 2004. Ser. 10. P. 407–431.

# ДВА ЭПИЗОДА ОБЪЕМНОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА СИБИРСКИХ ТРАППОВ: РЕЗУЛЬТАТЫ <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ДАТИРОВАНИЯ

А.В. Иванов\*, В.В. Рябов\*\*, А.Я. Шевко\*\*, Х. Хе\*\*\*

\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru \*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, trapp@igm.nsc.ru \*\*\*Пекин, Китай, Институт геологии и геофизики КАН, huaiyuhe@mail.iggcas.ac.cn

Сибирские траппы являются самой большой фанерозойской провинцией объемного базальтового вулканизма, сформировавшейся в пределах континентальной литосферы. Наиболее реалистичные оценки размеров и объема провинции Сибирских траппов составляют соответственно  $7 \times 10^6$  км<sup>2</sup> и  $4 \times 10^6$  км<sup>3</sup> [1]. Кроме базальтов, низкотитанистая разновидность которых является преобладающей, в этой провинции встречаются и другие типы пород – от ультраосновных меймечитов и карбонатитов до кислых гранитов. Обычно считается, что формирование всей трапповой провинции произошло на границе перми и триаса за очень короткий промежуток времени, длительность которого была столь мала (< 1 млн лет), что не может быть установлена стандартными геохронологическими методами. Это действительно справедливо для северных районов от Норильска до Меймечи и Котуя, где достаточно надежно датированы лавовые разрезы  ${}^{40}$ Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Pb методами [7, 8, 11, 12]. Однако в других районах, в частности в



**Гистограмма распределения** <sup>40</sup>**Ar**/<sup>39</sup>**Ar датировок, полученных для Сибирских траппов.** Использованы данные из работ [1–6, 8–10, 12] и новые данные авторов. Серым полем показана пермо-триасовая граница, по результатам датирования санидинов из пеплов в слое 28 разреза D в провинции Мейшань в Китае [8].

Ангаро-Тасеевской синеклизе на юго-востоке провинции и в районе Челябинска на юго-западной окраине провинции, известны молодые триасовые датировки, существенно моложе пермотриасовой границы **[5, 6, 8]**. В этой работе мы приводим данные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования лав хона-макитской свиты Центрально-Путоранской провинции, которые указывают на то, что в пределах провинции Сибирских траппов был как минимум еще один эпизод объемного базальтового магматизма, отстоящий от пермо-триасового эпизода примерно на 9–10 млн лет.

На рисунке приведена возрастная гистограмма для новых и опубликованных  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar датировок, которые отвечают двум основным требованиям: 1) возраст указан относительно стандартного образца, откалиброванного относительно других стандартных образцов, и 2) форма спектра позволяет говорить о том, что указанная датировка соответствует времени извержения датируемой лавы или интрузии (т.е. имеется статистически значимое «плато» и/или «изохрона»). На гистограмме видно, что базитовый магматизм Сибирских траппов начался в поздней перми. Между основным пиком и среднетриасовым пиком, надежно задокументированным в Ангаро-Тасеевской синеклизе, в районе Челябинска и в Центрально-Путоранской провинции был заметный перерыв. Вулканизм обоих пиков может быть отнесен, каждый по раздельности, к объемным базальтовым извержениям. Таким образом, в пределах одной провинции имеется как минимум два события объемного базальтового вулканизма.

- [1] *Масайтис В.Л.* Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1983. Ч. 112. Вып. 4. С. 412–425.
- [2] Baksi A.K., Farrar E. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the Siberian traps, USSR: Evaluation of the ages of the two major extinction events relative to episodes of flood-basalt volcanism in USS and the Deccan traps, India // Geology. 1991. Vol. 19. P. 461–464.
- [3] Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High-<sup>3</sup>He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // Science. 1995. Vol. 269. P. 822–825.
- [4] Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. P. 2071–2083.
- [5] *Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V.*<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. Vol. 35. P. 1–12.
- [6] Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of Usol'skii sill in the southeastern Siberian traps Large Igneous province: evidence for long-lived magmatism // Terra Nova. 2005. Vol. 17, № 3. P. 203–208.
- [7] Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth and Planetary Science Letters. 2003. Vol. 214. P. 75–92.
- [8] Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Y., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Y., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 277. P. 9– 20.
- [9] Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.I., Kirda N.P. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dates from the West Siberian basin: Siberian flood basalt province doubled // Science. 2002. Vol. 296. P. 1846–1849.
- [10] *Renne P.R.* Excess <sup>40</sup>Ar in biotite and hornblende from the Norilsk 1 intrusion, Siberia: implication for the age of Siberian traps // Earth and Planetary Science Letters. 1995. Vol. 131. P. 165–176.
- [11] *Renne P.R., Basu A.R.* Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // Science. 1991. Vol. 253. P. 176–179.
- [12] Venkatesan T.R., Kumar A., Gopalan K., Al'mukhamedov A.I. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar age of Siberian basaltic volcanism // Chemical Geology. 1997. Vol. 138. P. 303–310.

# СОХАТИНЫЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЙ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫЙ ИНТРУЗИВ – ПРИМЕР ПРЕДБАТОЛИТОВЫХ ГАББРОИДОВ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СИСТЕМЫ

А.Э. Изох\*, Н.А. Горячев\*\*, А.В. Альшевский\*\*, В.В. Акинин\*\*

\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, izokh@igm.nsc.ru \*\*Магадан, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН

Базитовые комплексы, включая дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузивы, широко проявлены в областях развития гранитоидных батолитов. В Восточном Казахстане батолитам калбинского комплекса предшествуют габбро-сиенитовые интрузивы аргимбайского комплекса и многофазные сложно дифференцированные перидотит-габбро-монцодиоритовые массивы максутского комплекса [1]. Для кембро-ордовикских батолитов «пестрого» состава (по Ю.А. Кузнецову) в Алтае-Саянской складчатой области и в Западной Монголии характерны разнообразные расслоенные и дифференцированные ультрабазит-базитовые ассоциации, включая габбро-монцодиоритовые интрузивы [2–4]. В Северном Вьетнаме перидотит-габбро-монцодиоритовые интрузивы предшествуют высокоглиноземистым гранитоидам и объединялись Э.П. Изохом в гипербазит-габбро-гранитную серию. Габбро-монцодиоритовые ассоциации могут проявляться как в аккреционно-коллизионных и сдвиговых, так и во внутриплитных геодинамических обстановках. Примером мезозойского дифференцированного массива, относящегося к габбро-монцодиоритовому типу, является Сохатиный интрузив, предшествующий гранитоидам Яно-Колымской складчатой системы.

Сохатиный массив располагается среди крупных гранитоидных интрузивов – Негояхского, Маяк и г. Северной в Яно-Колымской складчатой системе в южной части Инъяли-Дебинского синклинория в бассейне левых притоков р. Дебин. Гранитоиды прорывают среднеюрские отложения сусуманской свиты и габброиды Сохатиного массива. Массив впервые описан Б.Н. Владимировым в 1936 г. Более детальные работы проведены П.П. Лычагиным [5], а также Н.А. Горячевым и П.П. Колесниченко (1997). В этих работах показано, что массив представляет собой дифференцированное тело, в состав которого входят ультрамафиты, троктолиты, оливиновые габбро и габбро-нориты, а также анортозиты. Низкие содержания титана и щелочей в габброидах массива позволили некоторым исследователям ошибочно отнести их к офиолитовой ассоциации, поэтому в дальнейшем массив в обобщающих работах по Яно-Колымской системе рассматривается в качестве тектонической пластины, представляющей собой фрагмент океанической коры – фундамента Инъяли-Дебинского синклинория (Оксман, 2000).

Сохатиный массив – пока единственный пример перидотит-анортозит-габбро-монцодиоритового интрузива в Инъяли-Дебинском синклинории. В этом же районе описываются тела догранитных диоритов (монцодиоритов). Вмещающими породами являются среднеюрские терригенные отложения сусуманской свиты. Массив сложен плагиоперидотитами, троктолитами, оливиновыми габбро, габбро-норитами. В верхней части массива отмечаются монцогаббронориты и монцодиориты. Местами хорошо проявлена первично-магматическая дифференциация.

Для пород характерна высокая железистость раннего оливина и высокая основность плагиоклаза (80 % An), при этом во всех породах, включая перидотиты, фиксируется биотит. В некоторых участках описываются биотитовые монцогаббронориты, которые приурочены либо к краевой фации, либо к верхним частям разреза расслоенной серии [5]. Для этих пород характерен резко зональный плагиоклаз (77–37 % An) и высокожелезистый биотит.

Петрохимические особенности подтверждают правильность отнесения Сохатиного массива к перидотит-габбро-монцодиоритовому типу интрузивов. На диаграммах MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO–CaO для пород расслоенной серии отчетливо проявлены оливин-плагиоклазовые тренды дифференциации. Породы краевой фации резко отличаются по содержанию Ti, K, P и железистости. Вверх по разрезу устанавливается закономерное изменение состава пород, согласуюцееся с последовательностью кристаллизации исходного расплава, отвечающего высокоглиноземистому оливиновому базальту: Ol +Sp – Ol+Pl – Ol+Pl+Cpx – Ol+Pl+Cpx+Opx – Pl+Cpx+ +Opx+Mgt. Вверх по разрезу уменьшается содержание MgO (от 30 до 5 %), возрастают концентрации SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и железистость пород. Особенно резко эти изменения происходят в верхней части разреза. К меланократовым породам приурочена сульфидная минерализация, представленная в основном пирротином, поэтому содержания Cu и Ni невысокие (до 0.04 %) (Колесниченко, Горячев, 1997).

Для определения возраста Сохатиного интрузива нами проведено U-Pb датирование циркона (SHRIMP) из такситового полосчатого биотитсодержащего габбро из нижней краевой фации. Полученная средневзвешенная датировка составляет 148±1 млн лет. Истинная дата возраста кристаллизации может лежать с одинаковой вероятностью между 146 и 150±1 млн лет (разброс индивидуальных конкордантных значений). По гранитоидам, прорывающим габброиды верхней краевой фации, получена аналогичная датировка 150±1 млн лет, что в пределах погрешности метода свидетельствует о синхронности проявления базитового и гранитоидного магматизма. С учетом геологических соотношений Сохатиный дифференцированный интрузив следует рассматривать как предбатолитовый и относящийся к перидотит-габбро-монцодиоритовому типу ассоциаций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 10-05-00515.

- [1] Орогенный магматизм офиолитовых поясов / П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров, А.Э. Изох, В.С. Кузебный и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. 206 с.
- [2] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., 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, 31 окт. – 2 нояб. 2001 г., пос. Елань, Кемеровской обл. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.
- [3] Izokh A.E., Polyakov G.V., Vishnevsky A.V., Shelepaev R.A., Oyunchimeg T. Age of ultramafic-mafic magmatism of Western Mongolia // Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny: Proceedings of the international symposium. Novosibirsk, 2009. P. 137–140.
- [4] Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования раннепалеозойских гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 470–508.
- [5] *Лычагин П.П.* Расслоенные ультрамафит-мафитовые тела в мезозоидах северо-востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 102 с.

# ДИНАМИКА СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Л.П. Имаева\*, Г.С. Гусев\*\*, В.С. Имаев\*, А.В. Чипизубов\*, О.П. Смекалин\*

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

\*\*Москва, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН, gusev@imgre.ru

Пересмотр полученных ранее сейсмотектонических данных на территорию Восточной Сибири (Алтай-Саяно-Байкальский, Верхоянский и Приамуро-Приморский сейсморегионы) обусловлен подготовкой исходного материала для актуализации действующей нормативной карты общего сейсмического районирования ОСР-97 и создания карты следующего поколения – ОСР-2012 [1]. В основу сейсмотектонических исследований положена концепция о структурно-динамическом единстве геофизической среды и развивающихся в ней сейсмогеодинамических процессов, методические основы которой разработаны в Институте физики Земли РАН [2]. В процессе исследований решался комплекс следующих задач:

 – анализ опубликованных структурно-тектонических, геолого-геофизических и сейсмологических данных, построение дополнительных схем, характеризующих общий морфотектонический план региона;

– обобщение материалов инструментальных наблюдений, принадлежащих филиалам Геофизической службы РАН и СО РАН, а также совместный анализ сводной карты сейсмичности северо-востока России [3] и данных геолого-структурных [4] и морфотектонических [5] исследований;

 выявление сейсмотектонической реактивизации позднемезозойской тектонической структуры, установление ее влияния на новейший структурный план и тип кайнозойских деформационных процессов;

– уточнение кинематики движений на границах сегментов Арктико-Азиатского (ААСП) и Байкало-Станового (БССП) сейсмических поясов;

– разработка региональных моделей (доменной и структурно-динамической) главных сейсмогенерирующих зон.

Эталонной территорией, где был применен весь комплекс сейсмотектонических исследований, является континентальная часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса, в котором геодинамические процессы являются индикаторами сейсмотектонических деформационных преобразований в зонах контактного взаимодействия главных литосферных плит (Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской). В структурно-тектоническом плане ААСП подразделяется на несколько сегментов (Лаптевоморский, Хараулахский, Черского) с развитием в их пределах характерных структурных парагенезисов, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры.

**Лаптевоморский сегмент** Арктической сейсмотектонической зоны, включающий акваторию шельфа моря Лаптевых, а также сопряженные структуры побережья, простирается от Таймырского полуострова на западе до Новосибирских островов на востоке. Он является одним из ключевых районов для познания эволюции зоны взаимодействия между Евразийской и Северо-Американской плитами. Здесь сочленяются активизированные структуры Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона, а также Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых систем. Его сейсмичность обусловлена спредингом океанического дна, на что указывают параметры фокальных механизмов местных землетрясений и распределение аномалий магнитного поля **[6, 7]**. Все землетрясения на шельфе имеют механизмы растяжения или транстенсии с одной или двумя нодальными плоскостями, параллельными простиранию грабенов. Фокальные глубины возрастают от 10 до 25 км. Зоны эпицентров землетрясений оконтуривают на шельфе моря Лаптевых два блока единого сегмента: западный (Лено-Таймырский) и восточный (Новосибирских островов), расположенные по обе стороны от осевой зоны границы между Евразийской и Северо-Американской плитами. При этом на западной границе Лено-Таймырского блока и восточной границе блока Новосибирских

островов (район шельфа Восточно-Сибирского моря) по данным фокальных механизмов существует режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной зоны эпицентров (хр. Гаккеля). Присутствие названных блоков, возможно, объясняет диффузный характер сейсмичности шельфа моря Лаптевых.

Хараулахский сегмент в тектоническом отношении расположен в северном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса в зоне контакта по Лено-Анабарскому краевому шву с восточным флангом Оленекского сектора [6, 7]. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различный азимут простирания и разные углы падения – от горизонтальных до субвертикальных. Это свидетельствует о том, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Буорхаинская и граничащая с ней Приморская сейсмоактивные зоны находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простирания структур, где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго-сбросов и надвигов. Если анализировать напряженное состояние земной коры с севера на юг, то можно обнаружить другой переход напряжений растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие. Таким образом, в Хараулахском сегменте Верхоянской сейсмотектонической зоны существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры.

Яно-Индигирский сегмент сейсмотектонической зоны Черского включает фронтальные зоны Колымо-Омолонского блока и ряд террейнов различной геодинамической природы, расположенных к северу и северо-западу от среднего течения р. Индигирка. Деформационная структура сегмента характеризуется надвиговыми, взбросо-сдвиговыми и сдвиговыми перемещениями. В северо-восточной и юго-западной зонах сегмента значительную роль играют соответственно правосдвиговые и левосдвиговые наложенные дислокации. Амплитуды горизонтальных перемещений по разломам оцениваются в первые десятки километров [4, 5]. В пределах Яно-Индигирского сегмента в условиях транспрессии (сжатие со сдвигом) имеет место определенная динамическая обстановка, инициированная взаимодействием фронтальных структур зон контактного сопряжения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Подобные условия возможны, если при сближении литосферных плит роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок (супертеррейн), находящийся во фронтальной части Северо-Американской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных (левых) и юго-восточных (правых) сдвигов, формирующих на своих окончаниях сейсмогенерирующие зоны взбросов и надвигов, обладающих максимальным сейсмическим потенциалом.

Индигиро-Колымский (Охотский) сегмент является северным блоком Охотоморской коровой плиты и соответствует одноименному террейну. Совместный анализ параметров фокальных механизмов сильных землетрясений и морфокинематических характеристик активных разломов, развитых в пределах Индигиро-Колымского сегмента, указывает на широкое развитие здесь горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем. При этом вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения представлены эшелонированной системой левых сдвигов на северовосточной границе блока. Среди них наиболее активным является разлом Улахан. Южная часть блока, охватывающая акваторию Охотского моря, представляет собой жесткое ядро Охотоморской плиты, которое фактически асейсмично. Однако краевые части этого блока являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет территория между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения [7]. Таким образом, структурная организация главных сейсмогенерирующих зон отдельных сегментов ААСП и динамика очагов сильных землетрясений показывают, что современные сейсмотектонические процессы происходят здесь в обстановке сжатия, возникшей при сближении плит: Тихоокеанской (скорость 8–10 см/год), Северо-Американской (~1 см/год) и Евразийской (~0.2 см/год) [3, 8], при моделирующем влиянии Колымо-Омолонского блока (супертеррейна). Под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку и востоку, способствуя конвергенции Северо-Американской и Евразийской плит с развитием левосторонних движений по разломам в северо-западном сегменте зоны Черского и заливе Шелихова Охотского моря, а также правосторонних перемещений в бассейнах рек Северного Приохотья и на о. Сахалин.

Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований и структурнодинамические модели главных сейсмогенерирующих зон ААСП явились основой анализа геодинамических режимов и сейсмического районирования отдельных сейсморегионов Восточной Сибири.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты № 10-05-00573а и № 09-05-00727а).

- [1] Уломов В.И., Никитин С.Н. Технический регламент проведения работ по общему сейсмическому районированию территории Российской Федерации. Свод правил ОСР // Инженерные изыскания. 2010. № 6. С. 62–87.
- [2] Уломов В.И. Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. М.: ОИФЗ РАН, 1995. С. 9–26.
- [3] Mackey K., Fujita K., Hartse H.E. et al. Seismicity of Eastern Russia 1960–2007: map. Michigan, 2007. LAUR-04-1381.
- [4] Парфенов Л.М. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука», 2001. С. 199–254.
- [5] Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 56–62.
- [6] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
- [7] Имаев В.С., Имаева Л.П., Маккей К.Г. и др. Геодинамика отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии // Геофизические исследования. 2009. Т. 10, № 1. С. 5–17.
- [8] Moores E.M., Twiss R.J. Tectonics. New York: W.H. Freeman and Company, 1995. 415 p.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДАРХАДСКОЙ ВПАДИНЕ (МОНГОЛИЯ) ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

А.Ю. Казанский\*, С.К. Кривоногов\*\*, \*\*\*, Г.Г. Матасова\*, А.Ю. Захаров\*

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

\*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН \*\*\*Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, s krivonogov@mail.ru

Четвертичные отложения хранят в себе запись событий, связанных с изменениями окружающей среды и климата, поэтому их изучение играет важную роль при палеогеографических и палеоклиматических реконструкциях. Одной из проблем четвертичной геологии является проблема фациально-генетической диагностики отложений, особенно мелкозернистых, что требует поиска дополнительных критериев для определения конкретных механизмов образования и преобразования отложений, а также степени влияния тех или иных процессов, формирующих внешний облик породы. В настоящее время для решения этих задач стал широко применяться петромагнитный метод. Использование петромагнитного подхода позволяет наиболее полно охарактеризовать магнитные свойства озерных осадков, выявить по ним основные закономерности формирования отложений.

Нами изучены четвертичные озерные отложения Дархадской впадины, вскрытые скважиной глубиной 92.6 м, пробуренной в 2004 г. [1, 2]. Дархадская впадина расположена в Северо-Западной Монголии в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. В ней залегает мощная толща подпрудно-озерных отложений позднего плейстоцена и голоцена, в которых запечатлена вся ледниковая и послеледниковая история региона. На основе литологического анализа установлено, что Дархадское палеоозеро развивалось постадийно, появляясь и исчезая соответственно динамике ледниковых подпруд, которые возникали в ледниковые стадии [3, 4]. В разрезе скважины выделено пять литологически различных интервалов (циклов): 1) 92.6– 75.3 м, 2) 75.3–61.2 м, 3) 61.2–41.5 м, 4) 41.5–32.0 м и 5) 32.0–1.5 м. Последний интервал представлен ленточными осадками ледниково-подпрудного озера позднеплейстоценового возраста.

Палеомагнитные исследования проводились в лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН. На коэрцитивном спектрометре конструкции П.Г. Ясонова [5] было измерено 1235 образцов. Анализировались концентрационно-чувствительные параметры (Jrs, Js, HIRM, Jpar), структурно-чувствительные параметры (Bc, Bcr, S) и параметры, характеризующие доменное состояние магнитной фракции (Jrs/Js, Bcr/Bc).

Оказалось, что измеренные петромагнитные свойства пород четко фиксируют интервалы, выделенные по геологическим данным. Кроме того, в каждом интервале по петромагнитным данным выделяется 3–4 подинтервала со своим набором значений магнитных параметров. Это подтверждает высокую чувствительность петромагнитных параметров к изменениям условий осадконакопления и, следовательно, эффективность использования петромагнитного метода для расчленения отложений.

Мы предполагаем, что установленные изменения петромагнитных параметров отражают смены динамических обстановок седиментации и транспортировки материала во впадину циклического характера, обусловленные как тектоническими, так и климатическими причинами.

Общим для циклов 1 и 2 в петромагнитной модели является рост отношения Jpar/Jrs в начале этапа и его уменьшение в средней чести. Это означает, что в начале цикла во впадину поступало меньшее количество парамагнетиков (глинистых минералов), чем в его конце. Сходным образом ведут себя и параметры магнитной жесткости S, Bcr, Bc, что свидетельствует о том, что в начале цикла источник осадочного материала содержал большее количество высококоэрцитивных минералов (гематит, гетит), то есть исходный материал был более окислен, что хорошо согласуется с предположением об осадочных источниках материала.

Самые нестабильные условия осадконакопления существовали во время цикла 3. Здесь наблюдаются крупноамплитудные изменения всех магнитных параметров. Наиболее стабиль-

ные условия осадконакопления существовали в первой половине цикла 1 (до глубины 81 м) и в цикле 5 (начиная с глубины 24 м). Изменения петромагнитных параметров в этих интервалах минимальны. Интервалы минимальных изменений параметров соответствуют интервалам, где в осадках преобладают однодоменные – SD (нижний интервал) и псевдооднодоменные – PSD (верхний интервал) ферромагнитные зерна, т.е. обстановкам, в которых шел процесс образования SD биогенных зерен. Очевидно, что на фоне крупных интервалов преобладающего доменного состояния, когда обстановка осадконакопления более или менее стабильна, присутствуют интервалы частого чередования горизонтов с различным доменным состоянием магнитных зерен, соответствующих нестабильным условиям седиментации. Таким образом, соотношение концентрации SD и многодоменных (MD) зерен и определяет все многообразие магнитных свойств изученных отложений Дархадской впадины (предполагается, что фракция PSD представлена смесью SD и MD зерен [6]). При этом интервалы с одинаковым доменным состоянием осадков отвечают конкретным обстановкам осадкообразования – преимущественно биогенной (SD зерна), преимущественно терригенной (MD зерна) и комбинированной биогенно-терригенной (PSD зерна).

Доменное состояние магнитной фракции отложений Дархадской впадины и ее соответствие конкретным обстановкам осадконакопления полностью совпадают с таковыми в расположенном в непосредственной близости оз. Хубсугул [7] и резко отличны от других озер, в том числе и оз. Байкал [8], что свидетельствует о сходных условиях поступления осадков в Дархадскую и Хубсугульскую впадины в четвертичное время.

- Krivonogov S., Kazansky A., Matasova G., Khurelbat D., Bezrukova E., Gillespie A., Bayasgalan A., Narantsetseg Ts., Tomurhuu D. Environmental records from the 92-m core, the Darhad basin, Northern Mongolia // 6 International symposium «Terrestrial environmental changes in East Eurasia and adjacent areas», Irkutsk– Listvyanka, August, 2007. Irkutsk: Glazkovskaya printing House, 2007. P. 44–46.
- [2] *Krivonogov S., Kazansky A., Oyunchimeg Ts., Narantsetseg Ts., Tomurhuu D., Dolgorsuren Kh.* New in the studies of the Darhad basin, Mongolia // Abstracts of the The 7th International symposium on environmental changes in East Eurasia and adjacent areas High resolution environmental records of terrestrial sediments. Ulaanbaatar–Hatgal, Mongolia, 2008. P. 90–91.
- [3] Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistruykov A.A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. 2005. Vol. 136. P. 83–94.
- [4] Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad basin, Northern Mongolia // Quaternary Research. 2008. Vol. 69. P. 169–187.
- [5] Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.A. A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. Vol. 49. P. 224–225.
- [6] Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c) // Journal of Geophysical Research. 2002. Vol. 107, № B3. 2057. doi:10.1029/2001JB000487.
- [7] Nourgaliev D.K., Yasonov P.G., Kosareva L.R., Kazanskii A.Yu., Fedotov A.P. The origin of magnetic minerals in the Lake Khubsugul sediments (Mongolia) // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. Vol. 7, № 3. ES3004. doi:10.2205/2005ES000173.
- [8] Demory F., Oberhansly H., Nowaczyk N.R., Gottschalk M., Wirth R., Naumann R. Detrital input and early diagenesis in sediments from Lake Baikal revealed by rock magnetism // Global and Planetary Change. 2005. Vol. 46. P. 145–166.

## К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИОБСКОЙ УВАЛИСТОЙ РАВНИНЫ

#### А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова

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

Лессовые породы являются одним из наиболее распространенных типов континентальных отложений и представляют собой подробный архив изменений природной среды и климата на континентах в четвертичное время. Несмотря на существующие до сих пор различия в гипотезах о происхождении лессов [1–4], все исследователи сходятся в том, что главнейшими факторами при формировании лессовидных пород являются климатические условия и геоморфологические особенности зоны лессонакопления, и именно эти факторы определяют специфические физические, в том числе и магнитные, свойства лессовых пород. Одним из таких факторов является осадочный материал, который, собственно, и формирует лессовые толщи. Решение вопроса об источнике осадочного материала, особенно в масштабах крупных провинций лессонакопления, позволит существенно продвинуться в развитии наших представлений о генезисе лессовых пород и особенностях формирования их физических свойств в различных регионах.

Определение источников поступления осадочного материала является предметом исследований практически во всех лессовых провинциях. Как правило, основным методом здесь является изотопно-геохимический, реже применяются анализ мощностей и текстур лессовых пород, гранулометрический и электронно-микроскопический анализ. Тем не менее, несмотря на значительный прогресс в решении вопроса об источниках осадочного материала в лессовых породах, все шире начинают применяться магнитные методы.

Целью данной работы являлась попытка реконструировать возможный источник осадочного материала при формировании лессово-почвенных серий Приобской увалистой равнины на основе методов магнетизма горных пород. Основным методом являлось изучение магнитных характеристик лессово-почвенных отложений по площади исследуемой территории. Изучено поведение магнитной восприимчивости (k) и частотной зависимости магнитной восприимчивости (FD%) по 12 разрезам лессово-почвенных отложений позднего плейстоцена на территории Верхнего Приобья. Измерения выполнены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН на измерителе магнитной восприимчивости Bartington MS2 с двухчастотным датчиком «В». Всего коллекция составила 720 образцов.

Результаты измерений показывают, что характер поведения этих параметров на всех изученных разрезах соответствует «сибирскому механизму» формирования магнитных свойств лессово-почвенных последовательностей, предложенному ранее авторами проекта [5]. Иными словами, величина k в лессах выше, чем в ископаемых почвах, при этом в почвах присутствуют суперпарамагнитные зерна, фиксируемые по повышенным значениям FD%. Это позволяет описывать распределение петромагнитных параметров на изучаемой территории в рамках единой климатической модели.

По материалам двенадцати разрезов построены первые варианты карт-схем, иллюстрирующих пространственное распределение магнитной восприимчивости и ее частотной зависимости для лессов и палеопочв для территории Верхнего Приобья на позднеплейстоценовом временном срезе (рисунок). Распределение магнитной восприимчивости, как в лессах, так и в почвах, носит вполне определенный характер – увеличение значений в северо-восточном направлении. Это позволяет предполагать, что источник магнитного материала и, соответственно, источник эолового материала располагались на северо-востоке от изучаемой территории, и указывает на преобладающее северо-восточное направление господствующих ветров. Показано, что использование при построении карты средних или максимальных значений существенно не меняют картину распределения параметров по площади. Северо-восточное направление ветров хорошо согласуется с направлением палеотранспорта по данным анизотропии магнитной



Карты пространственного распределения средних значений магнитной восприимчивости для территории Верхнего Приобья (*a* – лессы, *б* – палеопочвы). Звездочками показано местоположение изученных разрезов. Черная линия – р. Обь.

восприимчивости [5] и общим строением системы увалов на территории Верхнего Приобья.

Установлено, что в ряде разрезов величина магнитной восприимчивости в современной почве ниже, чем в подстилающем лессе. Как правило, повышенная магнитная восприимчивость современных почв используется в качестве основного аргумента для доказательства вторичной природы понижения магнитной восприимчивости в ископаемых почвах за счет процессов переувлажнения и оглеения [6–8]. Полученный нами результат не позволяет признать справедливость этой гипотезы для верхнеплейстоценовых ископаемых почв Верхнего Приобья и, следовательно, не предполагает переувлажнения во время формирования лессово-почвенных отложений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №10-05-01029.

- Catt J.A. Loess its formation, transport and economic significance // Physical and chemical weathering in geochemical cycles / Eds. A. Lerman, M. Meybeck. NATO ASI Series C Vol. 251. Dordrecht: Kluwer, 1988. P. 113–142.
- [2] Goossens D. Loess. Oude en nieuwe opvattingen, recente ontwikkelingen // Aardrijkskunde. 1988. Vol. 12, № 3. P. 169–224.
- [3] Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: МГУ, 1995. 270 с.
- [4] Трофимов В.Т. Генезис и модели формирования свойств грунтов // Генезис и модели формирования свойств грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 6–13.
- [5] Matasova G.G., Kazansky A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along the west-central Siberian transect and their paleoclimatic implications // Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society London Special Publications. 2004. Vol. 238. P. 145–173.
- [6] Chlachula J., Evans M.E., Rutter N.W. A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/palaesol record in Siberia // Geophysical Journal International. 1998. Vol. 132. P. 128–132.
- [7] Nawrocki J., Wojcik A., Bogucki A. The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate // Boreas. 1996. Vol. 25, № 3. P. 161–169.
- [8] Evans M.E., Heller F. Environmental magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.

#### ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева, Н.И. Волкова, В.Г. Владимиров, С.Н. Руднев, А.Г. Владимиров

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

Баянкольский габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитный массив расположен на правобережье р. Эрзин. Он приурочен к Эрзинской сдвиговой зоне (Юго-Восточная Тува) [1, 2]. На севере массив перекрыт карбонатно-терригенным покровом, на юго-западе имеет постепенные переходы с метаморфическими породами эрзинского мигматит-гранитного комплекса, на северо-востоке окаймляется широкой полосой высокотемпературных роговиков по метапелитам мугурской серии [3, 4] (рисунок). Южный фланг интрузивного массива перекрыт четвертичными отложениями в пойме р. Эрзин. Массив имеет сложное строение: первая фаза – габброиды, вторая – монцодиориты, третья – гранодиориты, четвертая – граниты, лейкограниты и аплиты.



Геологическая схема Баянкольского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного массива. Схема составлена с использованием материалов А.Г. Владимирова, С.Н. Руднева, Р.А. Шелепаева, В.В. Егоровой, В.Г. Владимирова, И.В. Кармышевой. 1 – терригенно-карбонатный покров; 2 – терригенные, терригенно-карбонатные и высокоглиноземистые сланцы и гнейсы мугурской толщи; 3 – терригенные и высокоглиноземистые сланцы и гнейсы мугурской толщи; 3 – терригенные и высокоглиноземистые сланцы и гнейсы мугурской толщи; 3 – терригенные и высокого комплекса; 5 – габброиды Баянкольского массива; 6 – монцодиориты Баянкольского массива; 7 – гранодиориты Баянкольского массива; 8 – граниты Баянкольского массива; 9 – диатектиты и грубозернистые роговики; 10 – маркирующий горизонт амфиболитов; 11 – дайки: 1 – лейкогранитов, 2 – долеритов.

Габбро-монцодиоритовая породная группа представлена биотитсодержащими оливинроговообманковыми габброноритами и роговообманковыми габбро-норитами, монцодиориты наследуют минеральные парагенезисы габброидов. Средний петрохимический состав габброидов составляет (мас. %): SiO<sub>2</sub> – 48.02; TiO<sub>2</sub> – 1.57; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 15.56; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3.84; FeO – 6.64; MnO – 0.15, MgO – 9.2; CaO – 8.36; Na<sub>2</sub>O – 2.78; K<sub>2</sub>O – 0.78; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.34; монцодиоритов: SiO<sub>2</sub> – 54.19; TiO<sub>2</sub> – 1.22; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 15.84; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2.84; FeO – 5.93; MnO – 0.14; MgO – 6.48; CaO – 7.44; Na<sub>2</sub>O – 2.66; K<sub>2</sub>O – 1.19; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.33. По данным **[3]**, габброиды и монцодиориты Баянкольского массива являются продуктами кристаллизационной дифференциации одного исходного расплава. Возраст оценивается в 489±3 млн лет (Ar/Ar, амфибол, меланократовое габбро **[5]**) и 496.5±3.6 млн лет (U-Pb, циркон, гиперстеновые монцодиориты **[6]**).

Гранитоидная породная группа относится к нормальной щелочной серии и включает среднезернистые биотитовые гранодиориты, средне-, мелкозернистые биотитовые граниты и в подчиненном количестве – лейкограниты и аплиты. Средние содержания петрогенных элементов в гранодиоритах составляют (мас. %):  $SiO_2 - 63.8$ ;  $TiO_2 - 0.7$ ;  $Al_2O_3 - 17.2$ ;  $Fe_2O_3 - 1.6$ ; FeO - 3.15; MnO - 0.07; MgO - 2.45; CaO - 3.6;  $Na_2O - 3.8$ ;  $K_2O - 2.3$ ;  $P_2O_5 - 0.2$ ; в гранитах (мас. %):  $SiO_2 - 71.5$ ;  $TiO_2 - 0.3$ ;  $Al_2O_3 - 15.5$ ;  $Fe_2O_3 - 0.6$ ; FeO - 1.16; MnO - 0.05; MgO - 0.76; CaO - 2.06;  $Na_2O - 3.7$ ;  $K_2O - 2.9$ ;  $P_2O_5 - 0.11$ . U-Pb изотопное датирование цирконов из биотитовых гранодиоритов дает возраст  $507\pm14$  млн лет [6]. Учитывая геологические и петрологические данные, можно констатировать, что габброиды и гранитоиды Баянкольского массива являются продуктами единого тектономагматического процесса, что подтверждается структурно-петрологическими данными по метаморфическому обрамлению массива.

В северо-восточной части Баянкольского массива габброиды и связанные с ними высокотемпературные роговики по метапелитам мугурской метаморфической серии были сформированы в результате внедрения базитовой магмы на средний уровень земной коры. Внедрение расплава происходило в условиях субвертикальных тектонических движений, о чем свидетельствуют сбросо/взбросовые вязкопластичные деформации в обрамлении массива.

В юго-западной части Баянкольского массива отмечаются постепенные переходы гранитоидов с мигматит-гранитами эрзинского комплекса. Здесь наблюдается выплавление гранитного расплава непосредственно из мигматитов и многочисленные теневые структуры вмещающих метаморфических пород. В совокупности эти наблюдения указывают на то, что протолитом для образования гранитоидов Баянкольского массива являлись мигматит-граниты эрзинского комплекса. РТ-параметры метаморфизма и гранитообразования (ассоциация  $Qtz+Pl_{30}+$ +Grt<sub>85</sub>+Crd<sub>46</sub>+Bt<sub>62</sub>+Sil) составляют T=790 °C и P=5.4 кбар (расчет произведен с использованием программного пакета TWQ 2.02 [7]). Эти параметры отвечают условиям формирования мигматитов эрзинского комплекса и началу выплавления гранитоидов Баянкольского массива в кровле глубинного базитового очага [8].

Полученные данные свидетельствует о том, что внедрение и становление Баянкольского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного массива происходило в возрастном интервале, отвечающем активным тектоническим деформациям сбросо-взбросового характера на завершающей стадии аккреционно-коллизионного формирования ранних каледонид Центральной Азии (510–490 млн лет) [1, 2]. Внедрение крупных объемов базитовых магм на нижние уровни земной коры привело к подплавлению вмещающих метаморфических толщ и гранитообразованию. Гранодиориты и граниты Баянкольского массива относятся к параавтохтонным гранитам Нтипа, их происхождение связано с прогревом пород эрзинского и мугурского комплексов в процессе внедрения и становления габбро-монцодиоритовых расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП № ОНЗ 9.2, 9.3), проекта РФФИ № 10-05-00474.

- [1] 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.
- [2] Кармышева И.В. Структурный контроль и механизм внедрения гранитоидных магм при коллизионном орогенезе // Современное состояние наук о Земле: Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Геологический факультет Московского государственного универ-

ситета им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 835.

- [3] Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 16 с.
- [4] Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1997. 17 с.
- [5] 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, 2001. С. 68–72.
- [6] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- [7] Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 126. P. 1–22.
- [8] Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Два типа высокоградного метаморфизма в Западном Сангилене (Юго-Восточная Тува) // Доклады АН. 2011 (в печати).

# ГРУППЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: СТАТИСТИКА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская

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

Известно, что сильные тектонические землетрясения в основном регистрируются как главный толчок и серия афтершоков, которым иногда предшествуют форшоки. Согласно современной теории генерации афтершоков, причина этого явления определяется совокупностью трех процессов: тектонофизической нагрузки, зарождения центров неустойчивости и разрушения среды. Их кооперативное действие приводит к нарастанию напряжений до критического уровня на меньших по размеру трещинах (на ином иерархическом уровне), чем размер подвижки в очаге главного толчка. При этом часть трещин также переходит в неустойчивое состояние с лавинообразным возникновением сейсмических событий меньшей энергии. Под роем толчков обычно понимается сейсмический процесс, спорадически возникающий в пространстве и времени, в котором происходят толчки умеренной силы при отсутствии событий с энергией, существенно превышающей среднюю величину. Рои часто корреспондируют с зонами современной вулканической и геотермальной активности при тектоническом режиме растяжения и в трансистентном режиме, когда они локализуются в пределах дилатансионных пустот. Для объяснения свойств роев предложена механическая модель, включающая миграцию магматических флюидов через сети взаимодействующих трещин сдвига и растяжения [1]. Такие взаимодействующие разломно-трещинные сетки действуют как проводники для гидротермальных и гидрокарбонатных, а также магматических флюидов, действие которых вызывает ускоренное снятие напряжений и релаксацию среды.

Известными примерами комплексного изучения афтершоковых серий являются исследования Дагестанского (14.05.1970 г.; M=6.6) и Газлийских землетрясений (08.04. и 17.05.1976 г.; M=7.0 и M=7.3), землетрясения Ландерс, Калифорния (28.06.1992 г.;  $M_w$ =7.3), а также Спитакского (7.12.1988 г.; M=6.7), Рачинского (29.04.1991 г.; M=6.9), Шикотанского (4.10.1994 г.;  $M_w$ =8.3) и Нефтегорского (27.05.1995 г.;  $M_s$ =7.6) землетрясений. Анализу групп землетрясений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) посвящены работы, в которых рассмотрены пространственно-временные и энергетические распределения толчков [2–11]. Формализованное статистическое исследование афтершоков Бусийнгольского (1991 г.) и Южно-Якутского (1989 г.) землетрясений, а также толчков в Ангараканской и Амутской роевых сериях (1979 г.) выполнено с целью обнаружения пространственно-временных связей сейсмичности с изменением и «миграцией» зон градиентов напряженно-деформированного состояния среды [12–14]. Проведен сравнительный статистический анализ пространственно-временных вариаций средних характеристик последовательных групп толчков и средних по группе значений динамических параметров очагов землетрясений, который показал связь сейсмичности с напряженно-деформированным состоянием литосферы.

В практике формирования каталогов землетрясений без афтершоков часто используется программа В.Б. Смирнова, в которой реализован алгоритм, описанный в работе [15]. Принцип отделения афтершоков от всех остальных событий, называемых «фоновыми», основан на сопоставлении наблюдаемых и теоретических распределений толчков в пространстве и времени. Поскольку группы афтершоков и группы роевых событий имеют разную физическую природу и различное распределение толчков во времени, то для однородности выделения группирующихся сейсмических событий в литосфере БРЗ нами применен метод скользящего окна. В площадках размером  $1^{\circ}\times1^{\circ}$  (а также в площадках  $2^{\circ}\times2^{\circ}$  с шаговым сдвигом в  $1^{\circ}$  по широте и долготе) исследованы скорости потока всех внесенных в «Каталог землетрясений Прибайкалья» сейсмических событий Байкальского региона за 1966–1998, 1999–2003 и 2004–2008 гг. Затем проводилась пространственно-временная локализация отдельных групп сейсмических событий, которая заключалась в определении времени начала и конца серии, а также выделении площад-

ки, в которой произошли группирующиеся толчки. Формализация определения времени начала и конца серии основана на сопоставлении с фоновым сейсмическим уровнем. Поскольку разделение фоновой и групповой сейсмичности невозможно без введения дополнительных условий на распределение толчков, считается, что все выделенные землетрясения входят в группу. «Афтершоки» сильных афтершоков приписываются одной афтершоковой серии. Если сейсмические события в рое происходят в пределах одной площадки с перерывами не более одного года, они приписываются одной роевой серии. Разделение групп толчков на афтершоковые серии и рои землетрясений выполнено по определению афтершоковой последовательности как группы землетрясений, в которой второй по силе толчок происходит после главного, а роя землетрясений – как группы, в которой два или более сильнейших землетрясения имеют близкие или равные магнитуды. В некоторых случаях для идентификации использовались временные закономерности афтершоковых и роевых последовательностей.

За период 1966–2008 гг. в Байкальском регионе выделено 658 групп толчков: из них 103 и 519 – афтершоковые и роевые последовательности, а 36 – взрывы. Результаты исследования объединены в «Каталог группирующихся землетрясений Прибайкалья», на основе которого построены карты распределения групп толчков и плотности групп толчков по территории региона для всей совокупности сейсмических кластеров, а также для афтершоковых и роевых последовательностей отдельно. Анализ карт указывает на то, что группы распределены довольно равномерно по всей территории БРЗ, однако имеются участки повышенной плотности групп. Не наблюдается какого-либо пространственного разобщения групп афтершоков и роевых толчков - в местах генерации афтершоков обычно происходят и рои сейсмических событий. Анализ временного распределения групп толчков показал, что максимумы чисел групп толчков формируются вслед за геодинамическими активизациями литосферы БРЗ. В сейсмическом процессе постоянно присутствует афтершоковая и роевая сейсмичность, интенсивность которой изменяется от 20 до 103 групп в год. Наблюдаемое с 2000 г. значительное повышение числа групп толчков частично может быть обусловлено изменениями условий регистрации региональной системы сейсмических станций с цифровой записью, существенно повысившими динамический порог записи землетрясений.

Пространственно-временная локализация групп толчков и их выделение из общей картины сейсмического процесса указывают на особую роль групповых событий в сейсмотектонических деформациях литосферы. Поскольку афтершоковый процесс отражает перераспределение напряжений и деформаций в очаге после главного землетрясения, а роевый – изменение реологических свойств локального объема среды, то группы землетрясений можно отнести к «наведенной» сейсмичности, накладывающейся на общую картину регионального фонового сейсмического процесса. Сопоставление фоновой и группирующейся сейсмичности указывает на существенную роль последней в сейсмотектоническом деформировании литосферы БРЗ, и, на основании различной геофизической природы процессов, при геодинамическом и тектонофизическом анализе рекомендуется исследовать фоновую и группирующуюся сейсмичность раздельно.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-00014\_а).

- [1] Hill D.P. A model of earthquake swarms // Journal of Geophysical Research. 1977. Vol. 82. P. 1347–1352.
- [2] Мишарина Л.А. Афтершоки Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Геология и геофизика. 1961. № 2. С. 105–110.
- [3] *Пшенников К.В.* Приближенная оценка энергии повторных толчков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Геология и геофизика. 1961. № 2. С. 117–120.
- [4] Боровик Н.С. О некоторых характеристиках областей очагов землетрясений Прибайкалья // Известия АН СССР. Физика Земли. 1970. № 12. С. 3–9.
- [5] Голенецкий С.И., Пензина Т.Г. Форшоки и афтершоки катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. М.: ОИФЗ РАН, 1995. С. 308–314.
- [6] Ангараканский рой землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 81 с.
- [7] Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1987. 93 с.
- [8] Николаев В.В., Голенецкий С.И., Семенов Р.А. и др. Геологические условия возникновения и макросейсмические проявления Южно-Якутского землетрясения 20 (21) апреля 1989 г. // Геология и гео-

физика. 1991. № 12. С. 110–118.

- [9] Ключевский А.В. Динамические параметры очагов афтершоков Северо-Монгольского землетрясения // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 136–141.
- [10] Ключевский А.В. Динамические параметры очагов афтершоков Байкальской сейсмической зоны // Геология и геофизика. 1994. № 2. С. 109–116.
- [11] Ключевский А.В. Динамические параметры очагов землетрясений в роях Байкальской сейсмической зоны // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 45–52.
- [12] Ключевский А.В. Кинематика и динамика афтершоков Бусийнгольского землетрясения 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 65–78.
- [13] Ключевский А.В. Кинематика и динамика толчков в Ангараканской и Амутской сериях землетрясений Байкальского региона // Физика Земли. 2005. № 1. С. 3–18.
- [14] Ключевский А.В. Кинематика и динамика афтершоков Южно-Якутского землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 63–78.
- [15] Молчан Г.А., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. 1991. Вып. 24. С. 19–50.

### ВОЗРАСТ ГОНЖИНСКОЙ СЕРИИ (АМУРСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА)

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

\*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

Полученные за последние годы геохронологические данные [1, 2] свидетельствуют о том, что метаморфические процессы, проявленные в пределах Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), имеют не докембрийский, как это предполагалось ранее, а более молодой возраст, что коренным образом меняет существующие представления об его геологическом развитии. Однако вопросы о возрасте протолитов метаморфических пород, их источниках и возрастных рубежах наложенных на них структурно-метаморфических преобразований остаются открытыми.

Нами были выполнены U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов (LA ICP MS) и получены данные об изотопном составе Nd метаморфических пород гонжинской серии, которые традиционно рассматриваются в качестве раннедокембрийского фундамента Аргунского террейна ЦАСП. Величины Sm-Nd модельного возраста TNd(DM) метаосадочных пород гонжинской серии составляют 1.1–1.3 млрд лет и определяют нижнюю возрастную границу ее накопления. Верхняя возрастная граница соответствует возрасту биотитовых кварцевых диоритов Бекетского массива (124±1 млн лет), прорывающих породы гонжинской серии и совместно с ними участвующих в структурно-метаморфических преобразованиях в условиях амфиболитовой фации. Значения U-Pb возраста ( $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U) преобладающего большинства детритовых цирконов из гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов гонжинской серии находятся в интервалах 230–280 и 450–500 млн лет. Кроме того, отмечены отдельные зерна, возраст ( $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb) которых составляет 743 млн лет и 1024–1120 млн лет.

Полученные данные свидетельствуют о том, что накопление протолитов метаосадочных пород гонжинской серии произошло в конце палеозоя – начале мезозоя, а не в раннем протерозое, как это принято в существующих стратиграфических схемах. В качестве одного из возможных источников метаосадочных пород этой серии могли выступать породы континентальной коры позднедокембрийского возраста.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00936, 11-05-92003) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] 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 Буреинско-Цзямусинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
- [2] Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады АН. 2009. Т. 429, № 6. С. 779–783.

#### ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА И ПРОБЛЕМА ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИССЛЕДОВАНИЯХ ФАНЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

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

\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com \*\*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) сосредоточен ряд крупнейших батолитов мира – Ангаро-Витимский, Хангайский, Хэнтей-Даурский, каждый из которых занимает площадь, превышающую 150000 км<sup>2</sup>, и характеризуется объемом гранитоидов, достигающим 0.5 млн км<sup>3</sup>. Проблемы формирования этих батолитов во многом остаются нерешенными до сих пор. Так, например, нет ясности, является ли каждый из них единовременным образованием или же эти батолиты отвечают совмещению ряда проявлений разновозрастного гранитоидного магматизма, нет определенности в понимании механизмов их формирования, а также в оценке состава источников, обеспечивших столь масштабное гранитообразование. Ответы на эти вопросы, прежде всего, связаны с расшифровкой истории становления батолитов, что выдвигает на первый план задачи геохронологического изучения слагающих их комплексов.

Согласно существующим представлениям, в основе которых лежат результаты Rb-Sr и U-Рь геохронологических исследований, становление этого батолита произошло в интервале 340-270 млн лет [1, 2]. В последние годы на ионном микрозонде SHRIMP-II были получены новые оценки возраста гранитоидов различных комплексов Ангаро-Витимского батолита и на этой основе выделены следующие этапы его формирования: 330-310 млн лет - известково-щелочные граниты баргузинского комплекса, 305-285 млн лет - кварцевые монцониты и гранодиориты чивыркуйского комплекса, известково-щелочные граниты, щелочные граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса [3]. Однако эти данные находятся в противоречии с ранее полученными U-Pb методом по циркону оценками возраста гранитоидов тех же самых комплексов [2]. Кроме того, в серийных легендах Государственных геологических карт нового поколения масштаба 1:200000 и 1:1000000 [4] гранитоиды баргузинского комплекса на основании результатов Rb-Sr изохронного датирования по породам в целом в петротипическом районе бассейна реки Джирга (1014±80 млн лет) [5] отнесены к рифейским или нерасчлененным рифейраннепалеозойским образованиям. Для того чтобы разрешить эти противоречия, нами выполнены геологические и геохронологические исследования гранитоидов баргузинского комплекса в бассейне рек Джирга – Ковыли и Алла (притоки р. Баргузин), а также проведен анализ имеющихся на сегодняшний день для гранитоидов Ангаро-Витимского батолита геохронологических данных, полученных U-Pb методом по циркону и с помощью ионного микрозонда SHRIMP.

Распространенные в верховьях р. Баргузин автохтонные гнейсовидные и аллохтонные гомогенные граниты выделены в баргузинский комплекс Л.И. Салопом [6]. По геохимическим особенностям изученные гранитоиды представляют собой типичные образования баргузинского комплекса Ангаро-Витимского батолита [3]. Для цирконов из гнейсовидных биотитовых гранитов бассейна р. Джирга получена оценка возраста 297±5 млн лет, а для среднезернистых массивных лейкократовых биотитовых гранитов бассейна р. Ковыли, где они прорывают карбонатные породы баргузинской свиты, – 291±1 млн лет. Лейкократовые биотитовые граниты бассейна р. Алла слагают субпластовые тела и массивы, секущие вмещающие метаосадочные толщи и содержащие их ксенолиты. Для этих гранитоидов получена оценка возраста 289±1 млн лет.

Полученные оценки возраста, по нашему мнению, ставят точку в дискуссии о возрасте

гранитоидов баргузинского комплекса в петротипическом районе и не могут рассматриваться как «омоложенные». Анализ геохронологических данных, полученных к настоящему времени для гранитоидов Ангаро-Витимского батолита методами SHRIMP **[1, 3]** и U-Pb методом по большим навескам цирконов **[7]**, показывает, что в подавляющем большинстве случаев они не могут быть использованы для точной оценки возраста их кристаллизации. В случае использования метода SHRIMP это обусловлено большими ошибками измерения U/Pb отношений и их большой дискордантностью. Так, например, для Гольцовского массива баргузинского комплекса с «возрастом 313.3±3.0 млн лет» **[3]** дискордантность U/Pb отношений составляет 17–90 %, а погрешности измерения отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U – 3–13 %.

В то же время полученные на сегодняшний день U-Pb методом по микронавескам и единичным зернам циркона геохронологические данные [2, 8–11] позволяют сделать вывод о том, что формирование гранитоидов баргузинского, витимканского, чивыркуйского и зазинского комплексов Ангаро-Витимского батолита произошло в интервале  $303\pm7 - 281\pm1$  млн лет. При этом оценки возраста этих комплексов в пределах ошибок перекрываются. Так, для гранитоидов баргузинского комплекса получены оценки возраста в интервале  $289\pm1 - 297\pm5$  млн лет, витимканского –  $292\pm1$  млн лет, чивыркуйского –  $301\pm2 - 286\pm1$  млн лет, зазинского –  $303\pm7 - 286\pm1$  млн лет. К этому следует добавить, что вслед за формированием гранитоидов перечисленных магматических комплексов произошло становление интрузий ультращелочных гранитов и сиенитов нижнеселенгинского и раннекуналейского комплексов, оценки возраста которых находятся в интервале  $279\pm3 - 274\pm1$  млн лет [11]. Таким образом, длительность формирования крупнейшего в восточном сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса Ангаро-Витимского батолита не превышает 22 млн лет (минимум 6 млн лет), что позволяет рассматривать его в качестве крупной изверженной провинции (Large Granitic Provinces по [12]) и является граничным условием для разработки геодинамических моделей его образования.

Выполненный анализ геохронологических данных показывает, с какой осторожностью надо их использовать при расчленении «коротких» (±10 млн лет) эпизодов фанерозойского магматизма.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 09-05-00315, 10-05-00704, 10-05-00713), Минпромнауки (НШ-3533-2008-05), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

- [1] *Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–170.
- [2] *Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др.* Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.
- [3] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- [4] Перинова Э.П., Андреев Н.П. Легенда Баргузино-Витимской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200000. Улан-Удэ, 2001.
- [5] Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А. О возрасте гранитоидов баргузинского комплекса по данным Rb-Sr метода // Доклады АН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 946–949.
- [6] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. П. М.: Недра, 1967. 698 с.
- [7] Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U-Pb датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 29–39.
- [8] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Шалаев В.С. Гранитоиды восточной части Ангаро-Витимского батолита: U-Pb изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всесоюзной научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований. Иркутск, 2002. С. 400–401.
- [9] Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Чухонин А.П. Радиологический возраст и особенности состава Чивыркуйского плутона (Байкальская горная область) // Доклады АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 948–951.
- [10] Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Доклады АН СССР. 1993. Т. 331, № 6. С. 726–729.

- [11] *Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R. et al.* Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian–Transbaikalian belt, Russia: Evidence from U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry // Chemical Geology. 2010. Vol. 273. P. 120–135.
- [12] Sheth H.C. 'Large Igneous Provinces (LIPs)': Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification // Earth-Science Review. 2007. Vol. 85. P. 117–124.

#### ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО КОРООБРАЗОВАНИЯ ЗААЛТАЙСКОЙ И ЮЖНОЙ ГОБИ: ОТ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И МИКРОКОНТИНЕНТА ДО ЗОНЫ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

А.М. Козловский<sup>\*</sup>, В.В. Ярмолюк<sup>\*</sup>, В.М. Саватенков<sup>\*\*</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>\*\*</sup>, А.В. Травин<sup>\*\*\*</sup>, В.П. Ковач<sup>\*\*</sup>, И.В. Анисимова<sup>\*\*</sup>, Ю.В. Плоткина<sup>\*\*</sup>

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

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

Территория Заалтайской и Южной Гоби Юго-Западной Монголии является замечательным полигоном для геологических и геодинамических исследований, однако вследствие труднодоступности и безводности остается слабоизученной. В частности, представления о возрасте структурно-вещественных комплексов базируются только на редких и несистематических палеонтологических определениях. В структурном плане здесь выделялись Заалтайская зона герцинид и Южно-Гобийская зона (микроконтинент) [1] с древним фундаментом неустановленного возраста, который на поверхности пока достоверно не подтвержден, вследствие чего не всеми и признается. В отношении герцинид также нет единого мнения об их геодинамической природе: фрагменты ли это внутриокеанической островной дуги [1] или сочетание задугового бассейна с дугой японского типа [2]. Отмеченные структуры с несогласием перекрываются каменноугольными континентальными терригенно-вулканогенными комплексами с вулканитами дифференцированной известково-щелочной серии. Последние, в свою очередь, перекрываются кислыми щелочными вулканическими породами (трахириолитами, комендитами и пантеллеритами) и прорываются щелочными гранитами. Наши исследования включают геохронологическую и Nd изотопную характеристику отмеченных комплексов, а также прорывающих гранитоидов, с попыткой реконструкции их геодинамической природы, состава и возраста континентальной коры.

**Геохронологические** данные. Вулканогенно-осадочные комплексы герцинид Заалтайской Гоби на картах различного масштаба и различных лет съемки, в том числе и 2003 года, преимущественно отнесены к нижнему–среднему девону. На восточном окончании хр. Эдрэнгийн-Нуру (рисунок) в составе преимущественно базальтового-андезибазальтового с редкими андезитами подводного (о чем свидетельствует шаровые лавы и гиалокластиты) вулканического разреза нами были обнаружены породы с вкрапленниками амфибола, по которым  $^{40}$ Ar/<sup>39</sup>Ar методом были получены значения возраста 350±3 и 349±3 млн лет (возраст по плато), что соответствует раннему карбону.

Континентальные вулканические и осадочные комплексы, широко распространенные как в Заалтайской, так и в Южно-Гобийской зоне (рисунок), на основе палеонтологических определений относятся к нижнему карбону. На северном склоне хр. Цаган-Богд в составе базальтандезитовой толщи были выявлены Amph-порфировые андезиты, по вкрапленникам которых был установлен <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом возраст 321±3 млн лет. Близкие значения возраста были получены нами ранее [3] для гранитоидов нормальной щелочности хр. Эдрэнгийн-Нуру – 329±1 млн лет.

Щелочно-салические интрузивные и вулканические породы являются наиболее поздними палеозойскими образованиями Заалтайской и Южной Гоби (рисунок). Для щелочных гранитов хр. Цаган-Богд U-Pb ID TIMS методом по циркону установлен возраст 292±1 млн лет. Южный склон хребта сложен серией лавовых потоков и экструзий трахириолитов и комендитов, Rb-Sr данные по которым позволили построить изохрону, отвечающую возрасту 287±2 млн лет (СКВО=0.85). В тесной ассоциации со щелочными породами в хр. Цаган-Богд наблюдаются гранитоиды нормальной щелочности, для которых установлен возраст (U-Pb ID TIMS по циркону) 297±2 млн лет. Близкие геохронологические данные были получены ранее для гранитои-



Схема геологического строения Заалтайской и западной части Южной Гоби. 1 - Mz-Кz осадочные и вулканические породы; 2-3 – каменноугольные терригенно-вулканогенные комплексы: 2 – преимущественно вулканические; 4-5 – девон–нижнекаменноугольные комплексы: 4 – преимущественно осадочные, 5 – преимущественно вулканические; 6 – ордовик–нижнедевонские? метаморфизованные комплексы Южно-Гобийской зоны; 7 – складчатые структуры Гобийского Алтая; 8 – Pz гранитоиды нормального ряда щелочности; 9 – пермские щелочные граниты и вулканиты; 10 – возраст, млн лет (прямой шрифт – наши данные, курсив – данные [2]. Круг – гранитоиды нормального ряда щелочности; 9 – пермские щелочные базальтои-исторяда щелочности, квадрат – щелочные граниты и вулканиты, ромб – каменноугольные базальтои-ды–андезиты, звездочка – девон–нижнекаменноугольные базальтоиды, шестигранник – метариолиты, треугольник – осадки); 11 – Nd модельный возраст для гранитоидов и осадков;  $12 - \varepsilon_{Nd}(T)$  для базальтои-дов, щелочных гранитов и вулканитов.
дов Атас-Богдинского массива как нами (302±3 млн лет) [3], так и А. Крёнером с соавторами [2] (рисунок).

Метариолиты Южно-Гобийской зоны в составе метаморфизованного комплекса датированы U-Pb методом выпаривания по циркону – 399±1 млн лет [2].

**Nd-изотопные данные.** Вулканические базальтоидные комплексы герцинид Заалтайской Гоби вне зависимости от положения в центральной или краевых частях области их распространения характеризуются однородным изотопным составом Nd –  $\varepsilon_{Nd}(T)=5.8-6.7$  (рисунок), что обычно для ювенильных образований. Тонкие терригенные осадки, ассоциирующие с вулканитами и характеризующие дальние источники сноса, имеют достаточно молодые значения Nd-модельного возраста – от 625 до 909 млн лет. Прорывающие гранитоиды также не несут значительных признаков наличия древних источников в области магмогенерации: их модельный возраст находится в интервале 560–781 млн лет.

Напротив, метаосадочные породы Южно-Гобийской зоны имеют более древние значения модельного возраста в диапазоне 1155–1531 млн лет (рисунок, показаны негативом). Такие параметры характерны для метаморфических пород Тотошань-Уланульского и Цаган-Ульского блоков Южно-Гобийского микроконтинента с установленным рифейским фундаментом [4]. Таким образом, хотя непосредственных данных о возрасте фундамента в Южно-Гобийской зоне нет, можно утверждать, что он рифейский или более древний. В то же время позднепалеозойские гранитоиды, распространенные в Южно-Гобийской зоне, имеют существенно более молодой Nd-модельный возраст – 697–722 млн лет. Вероятной причиной такого «омоложения» источника гранитоидов является то, что в палеозойской истории основание небольшого континентального фрагмента, каким является Южно-Гобийский микроконтинент, могло быть эродировано и замещено ювенильным материалом.

Nd-изотопные данные для каменноугольного известково-щелочного магматизма (для базальтоидов и андезитов  $\varepsilon_{Nd}(T)=4.6-5.7$ ) показывают преобладание ювенильного источника с небольшим участием древнего компонента. Это же справедливо и для раннепермских щелочных пород с  $\varepsilon_{Nd}(T)=3.7-5.8$ .

Таким образом, с учетом новых геохронологических и Nd-изотопных данных по вулканическим, осадочным и гранитоидным комплексам Заалтайской Гоби, можно говорить, что формирование этой территории, по крайней мере, до раннего карбона (350 млн лет) происходило вдали от древних континентальных блоков. Учитывая состав вулканических и осадочных комплексов, мы полагаем, что это была внутриокеаническая островная дуга. Южно-Гобийская зона представляет собой фрагмент микроконтинента с рифейским или более древним основанием. Его аккреция с островодужными комплексами Заалтайской Гоби произошла к середине карбона (329–321 млн лет), когда вся рассматриваемая территория была охвачена окраинноконтинентальным известково-щелочным магматизмом. В позднем карбоне – ранней перми (302–297 млн лет назад) как Заалтайская, так и Южная Гоби вовлекались в процессы внутриконтинентального рифтогенеза с характерным щелочно-салическим магматизмом.

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

- [1] Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 46–62.
- [2] Kroner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian orogenic belt in SW Mongolia: early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // American Journal of Science. 2010. Vol. 310. P. 523–574.
- [3] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 59–80.
- [4] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Доклады АН. 2005. Т. 404, № 1. С. 84–89.

# ПАЛЕОСРЕДА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОНОХОЙСКИХ ТЕРРАС УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

#### В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

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

Удинская впадина является одним из звеньев цепи ориентированных в северо-восточном направлении межгорных котловин Селенгинского среднегорья на границе раздела морфоструктур Прибайкалья и Западного Забайкалья. Обрамляющими хребтами выступают Улан-Бургасы с севера и Цаган-Дабан с юга. На юго-западном окончании, в приустьевой части р. Уды, через долину р. Селенги она смыкается с Иволгинской впадиной. Наиболее пониженную часть днища занимает русло и пойма Уды. Террасовый комплекс развит преимущественно вдоль подножья хребта Цаган-Дабан, в частности в районе п. Онохой, где морфологически отчетливо выражены и представительны в площадном плане два уровня надпойменных террас.

IV терраса (высота 28-30 м, западная окраина п. Онохой в районе железнодорожного переезда) до глубины 9.2 м сложена субгоризонтально- и слабоволнисто-слоистыми породами псаммитовой структуры (средневзвешенный диаметр частиц х=0.20-0.72 мм) с примесями обломков гравийной размерности (до 4–5 %). Тип эмпирического полигона распределений (ЭПР) осадка – бимодальный (первый пик слабо выражен и приходится на грубо-крупно-среднезернистые песчаные фракции, второй – доминанта тонкопесчано-алевритовых частиц) смешанно-фракционный правосторонне-открытый. Данная качественная характеристика полигона привела к его асимметричному модальному смещению в правую от медианы сторону, а именно - сторону мелких частиц (коэффициенты асимметрии Траска S<sub>k</sub>>1 и статистический коэффициент асимметрии α>0). Соответственно, эта часть ЭПР оказалась лучше обработанной, хорошо и умеренно сортированной и структурированной (коэффициент сортировки Траска  $S_0=1.30-1.69$ ), по сравнению его левым, крупнозернистым сегментом (стандартное отклонение  $\sigma=0.22-0.89$ ). Формирование осадков происходило в обстановке малого энергетического потенциала при удлинении пути транспортировки вещества и недостатке субстрата в относительно устойчивом положении тектонической составляющей морфогенеза (статистический коэффициент асимметрии  $\alpha$ =1.75–2.68; эксцесс  $\tau$ =2.93–7.20). Все значения коэффициента вариации (v=1.07–1.55) находятся в пределах от 0.8 до 2.0 единиц, что сопоставимо с сектором однонаправленных стационарных водотоков с колебанием дебита стока по сезонам года и однозначно трактует флювиальный генезис изучаемой толщи.

По палеопотамологическим данным водоток имел поверхностную скорость течения 0.30– 0.41 м/с, срывающую скорость, приводящую в движение осадочный материал, 0.19–0.26 м/с, придонную скорость отложения, при достижении которой происходила аккумуляция влекомого вещества, 0.39–0.63 м/с. Уклон водного зеркала равнялся 0.23–2.23 м/км, ширина – от 122 до 181 м. Высота водного столба могла составить 4.0 м, что по гидрологическим закономерностям является необходимым условием для переноса самого крупного субстрата, так как по динамическим параметрам палеопоток транспортировал осадки по предельному диаметру перемещаемых частей руслоформирующих фракций от песчаных до крупногравийных частиц, что полностью совпадает с размерностью изучаемых отложений ( $d_{max}$ =0.47–1.66 мм). Слабоподвижное ( $\phi$ -критерий устойчивости <100 единиц) русло с площадью водосбора >100 км<sup>2</sup> постоянного водотока равнинного (число Фруда Fr=0.03–0.10), реже полугорного (Fr=0.17) типов в находилось в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды. Энергетика потока характеризовалась переходным типом между турбулентным и ламинарным гидрологическими режимами (0.1<x<1.0). В фациальном плане эти отложения следует сопоставить с русловыми нестрежневыми фациями речной макрофации.

Осадки III надпойменной террасы (высота 17–18 м, восточная окраина п. Онохой) вскрыты до глубины 16.2 м и состоят в нижне-средней части разреза из гравийно-песчаных смесей (x=0.57–0.67), а также разнозернистых песков (x=0.21–0.51) и песчаных алевритов (x=0.09–0.11

мм) в венчающих горизонтах (интервал 1.1–3.6 м). Текстура – субгоризонтальная, слабоволнистая, наклонная, часто линзовидная с мощностью прослоев от первых миллиметров до 3–4 см. ЭПР соответствуют би-, реже трех- и гомомодальному (пики – слабовыраженные и доминантный – принадлежат фракциям грубо-среднезернистых песков и тонкодисперсных частиц соответственно) смешанно-фракционному двусторонне-полуоткрыто-открытому типу.

По статистическим параметрам осадки характеризуются в основном умеренно-плохой сортировкой (S<sub>0</sub>=1.6–2.6;  $\sigma$ =0.24–0.94) (недалекий перенос в турбулентной среде без должной динамической обработки). Мода ( $\alpha$ >0, S<sub>k</sub>>1) чаще всего сдвинута в сторону мелких частиц (условно повышенный энергетизм среды седиментации, живых сил которой было явно недостаточно, чтобы обрабатывать грубозернистую часть ЭПР). Эксцесс положителен ( $\tau$ =1.4–59.6), что свидетельствует об относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории. Коэффициент изменчивости (v=0.87–1.39) указывает на возможность образования подобных осадков в подвижной турбулентной среде, характерной, в первую очередь, для речных систем, так как полностью соотносится с полем однонаправленных поступательных постоянных потоков.

Процесс седиментации осуществлялся блуждающими водотоками равнинного и полугорного грядового (Fr=0.01–0.16) типов с натуральными постоянными руслами (площадь водосбора >100 км<sup>2</sup>) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды (коэффициент шероховатости n>36). Палеорусла имели уклоны 0.25–2.06 ‰, скорости транспортировки частиц 0.27–0.40 м/с, придонные скорости отложения 0.17–0.26 м/с, поверхностные скорости течения воды 0.31–0.61 м/с, максимальные глубины в меженный период 0.24–1.18 м и 1.7–6.4 м в половодье при ширине в период наибольшего заполнения водой 90–306 м. Универсальный критерий Ляпина ( $\beta$ >0.2), указывающий на наличие в песках наклонной слоистости, что подтверждается и полевыми наблюдениями, обосновывает определенную направленность характера движения водной среды с образованием в днище русла мелкогрядовых подвижных форм высотой до 0.16 м, длиной 1.8 м и скоростью их размыва 0.3 мм/с. По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (русловая нестрежневая группа фаций).

Таким образом, отложения, формирующие основное тело третьей и верхнюю часть четвертой надпойменной террасы р. Уды в пределах Удинской впадины, по своим структурнотекстурным особенностям имеют аллювиальное происхождение. Возраст их образования определен как финал среднего (IV) – начало позднего (III) неоплейстоцена [1]. Следовательно, в это время Удинская впадина была уже суходольной и не подвергалась влиянию ингрессии байкальских вод, вызванной тыйской фазой тектонической активизации [2].

- [1] Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1968. 166 с.
- [2] Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 18 с.

### ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВЫСОКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

#### В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

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

Усть-селенгинская часть Байкальской впадины расположена между поднятиями хребтов Хамар-Дабан и Морской, которые обрамляют ее с юга и востока. Ее западный край примыкает к озеру Байкал, а северную оконечность венчает многорукавная дельта р. Селенги. Площадь суходольной части составляет 4.1 тыс. км<sup>2</sup>, днище выполнено мощной толщей кайнозойских отложений – от палеоцена до голоцена.

Фофоновская (VI) эрозионно-аккумулятивная надпойменная терраса р. Селенги исследована в ее 40-метровом уступе на восточной окраине с. Фофоново в 0.8 км от русла Селенги. Мощность песков здесь около 25–30 м, коренной цоколь на 10–15 м состоит из гранитогнейсов и гранитов фофоновской кристаллической перемычки. Вскрытая до глубины 5.3 м толща на интервале 0.0–3.2 м имеет вторичную эоловую проработку и сложена песчаными алевритами и мелкозернистыми алевропесками. Ниже по разрезу залегают осадки аквального генезиса.

По стандартному отклонению ( $\sigma$ =0.09–0.11) и коэффициенту сортировки Траска (S<sub>0</sub>= =1.42–1.56) осадки хорошо и умеренно сортированы. Данный факт определяет достаточную длину перемещения частиц перед их накоплением. По коэффициентам асимметрии – Траска (S<sub>k</sub><1) и статистическому ( $\alpha$ >0) – мода сдвинута в сторону крупных частиц, что свидетельствует о повышенном динамизме среды седиментации. Напротив, для второго горизонта (3.6–4.5 м) имеет место модальный перекос в сторону мелких частиц (S<sub>k</sub>>1) с правосторонним по отношению к медиане местонахождением, что фиксирует сравнительно невысокую степень энергетического баланса осадочного бассейна. Положительные параметры эксцесса ( $\tau$ =7.15–13.40) указывают на его постоянство, устойчивое поступление сюда новых, но небольших порций дезинтегрированного вещества. Значения коэффициента вариации песков ( $\nu$ =0.50–0.77) определяют аквальный характер среды осадконакопления и относятся к комплексному лимно-аллювиальному генотипу.

Песчаные алевриты и алевропески аккумулировались в неглубоких (до 1.5 м) озерных проточных водоемах. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера рыхлые наносы, характеризовались равнинным типом естественных блуждающих русел (число Фруда Fr=0.02–0.03) с площадью водосбора >100 км<sup>2</sup> в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости n=44.25–46.91) при близком впадении в конечный водоем (число Лохтина  $\Lambda$ =1.96–2.22). По  $\varphi$ -критерию устойчивости русел, величина которого не превышает 100 единиц, они относятся к слабоподвижным и, следовательно, не способным производить большую эрозионную работу. Диапазон зерен и высокое содержание алевритов указывают на отложение осадков на литорали озерных водоемов с преобладанием прибрежных фаций лимнической макрофации.

Пятая эрозионно-аккумулятивная терраса высотой 30–35 м средненеоплейстоценового возраста (первая половина, РТЛ-дата (ГИН СО РАН-856) – 243±25 тыс. л.н., самаровское время) распространена вдоль северного макросклона хребта Хамар-Дабан. Разрез ее детально изучен в приустьевой части р. Вилюйка (п. Селенгинск).

Верхняя толща террасы, вскрытой мощностью до 6 м, выполнена песчаным материалом субгоризонтально-слабонаклонного залегания. Осадкам данной толщи свойственна совершенная, очень хорошая и хорошая сортировка (S<sub>0</sub>=1.27–1.47;  $\sigma$ =0.12–0.16), что отражает большую длину их перемещения в бассейне седиментации. Кроме того, они имеют асимметричное распределение со сдвинутой в сторону мелких (S<sub>k</sub>>1,  $\alpha$ >0) частиц модой, устанавливающее небольшие энергетические уровни среды седиментации. Тектонические условия осадконакопления были относительно стабильными с определенным дефицитом поступающего вещества

(т=3.6-41.7). Коэффициент вариации определяет происхождение данных отложений (v=0.69-0.84) как аквальное.

Палеосреда формирования этой толщи характеризуется наличием неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектов (1.4–2.2 м) с палеопотоками равнинного типа (Fr<0.1), имеющими постоянное сравнительно чистое русло с отсутствием органических остатков (n=41–43) и площадью водосбора не менее 100 км<sup>2</sup> в его придельтовом положении ( $\Lambda$ =1.72– 2.10). Фациальная природа осадков – преимущественно береговые, прибрежные фации лимнической, а также подгруппа русловых нестрежневых фаций речной макрофации.

Вскрытая до глубины 11 м нижняя толща представлена алевритово-псаммитовым материалом. Осадки имеют хорошую сортировку (S<sub>0</sub>=1.23–1.62;  $\sigma$ =0.10–0.31), вариация распределений сдвинута в сторону как крупных (S<sub>k</sub><1, преобладание крупнозернистых частиц с улучшенной сортировкой), так и мелких частиц (S<sub>k</sub>>1, преимущество тонкодисперсных частиц с улучшенной сортировкой). Значения эксцесса положительны ( $\tau$ =1.78–11.02), что прямо указывает на определенную стабильность среды образования отложений. Коэффициент вариации по всей толще составляет v=0.66–0.86 и подтверждает водное происхождение изучаемых осадков, которые принадлежат сектору перекрытия аллювиального и лимнического генезиса (v<0.8) большей части разреза, а также отдельным прослоям речного происхождения (v>0.8). Местом аккумуляции субстрата являлся стационарный озеровидный проточный водоем глубиной 1.3–2.2 м с наличием сети палеопритоков. По числу Фруда они относились к равнинному (Fr<0.1) типу постоянных, достаточно оформленных русел с водосборной площадью >100 км<sup>2</sup>, свободным течением воды в комфортных придельтовых условиях состояния ложа (n=39–46;  $\Lambda$ =1.57–2.13).

Таким образом, осадки высоких террасовых уровней (VI–V) аккумулировались в маловодных проточных стационарных озерных водоемах со слабым волнением и придонным течением (субгоризонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации) и поступательных слабомобильных подпорных речных потоках в дельтовых и придельтовых условиях положения русла (наклонно- и косослоистые мелко-среднезернистые пески русловых и пойменных фаций речной макрофации). Продолжительный период озерных условий осадконакопления во впадине следует соотнести в первую очередь с ингрессиями вод Байкала (не менее трех) в прилегающие понижения его горного обрамления на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных движений трех фаз тектонической ранне-средненеоплейстоценовой активизации – от позднеприморской (800–700 тыс. лет) до хубсугульской (600–300 тыс. лет) и тыйской (150–100 тыс. лет) **[1, 2]**.

- [1] *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.
- [2] 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.

# АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ КИМБЕРЛИТОВ И ТРАППОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

К.М. Константинов\*, М.З. Хузин\*\*, М.Д. Томшин\*\*\*, И.К. Константинов\*\*

\*Мирный, Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», KonstantinovKM@.alrosa.ru

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

\*\*\*Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, tmd@diamond.ysn.ru

Уточнение траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирской платформы необходимо для решения задач геодинамики и минерагении огромной территории, относящейся к зоне влияния Центрально-Азиатского подвижного пояса. Особенно это актуально для изучения вопросов кимберлитообразования и для разработки стратегии алмазопоисковых работ в Якутской алмазоносной провинции (ЯАП).

Проведены палеомагнитные и магнито-минералогические исследования кимберлитов и траппов ЯАП, возраст которых по комплексу геологических и изотопных данных оценивается от 440 до 320 млн лет [1]. По результатам ступенчатых магнитных чисток и компонентного анализа [2] получены средние значения группировок векторов характеристической естественной остаточной намагниченности (ЕОН) горных пород, на основе которых рассчитаны виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП) (таблица) [3–5]. В некоторых изученных объектах первичная ЕОН, по ряду причин, не сохранилась: например, кимберлиты трубок Мир и Интернациональная испытали перемагничивание, связанное с внедрением пермо-триасовых траппов Тунгусской синеклизы; у части базитовых тел (дайки Малоботуобинского и Муно-Тюнгского районов) Вилюйско-Мархинской зоны разломов (ВМЗР) произошли минералогические изменения и т. п. Такие объекты из последующего анализа исключались.

N⁰	Объекты палеомагнитных	٥	٨٥	dn/dm °	fm °	Геохронология*,		
ПП	исследований	$\Psi,$	л,	up/um,	Ш,	млн лет		
		ГРУППА	$\mathbf{A} \mathbf{I} \left( \mathbf{D}_{3} - \mathbf{C}_{1} \right)$					
		Кимб	ерлиты					
1	Им. XXIII съезда КПСС [5]	38	134	5.3/5.8	60	340-355		
2	Спутник [3]	34	146	19.3/22.2	55	340-355		
3	Айхал <b>[3</b> ]	0	150	7.3/12.8	19	367-378		
4	Дайка кимберлитов,	2	143	7.0/11.8	22	-		
	тр. Айхал <b>[3</b> ]							
5	Долгожданная [4]	-10	154	4.2/8.2	8	-		
6	Ленинградская [4]	-1	144	4.3/7.5	19	-		
7	Сытыканская [3]	28	160	11.8/15.4	42	344-384		
8	Удачная-Вост. [4]	11	112	9.9/9.9	27	367±4		
9	Удачная-Зап. [4]	32	121	9.2/10.6	48	357±5		
10	Юбилейная [3]	23	159	12.5/17.3	37	341-354		
11	Заполярная [4]	28	147	6.6/8.3	46	360±10		
12	Поисковая [4]	27	135	7.2/8.8	48	357±13		
	Траппы							
13	p. Mapxa, 2-96 <b>[3]</b>	18	173	8.6 /12.8	31	-		
14	p. Mapxa, 4-96 <b>[3]</b>	3	147	5.3 /8.6	25	-		
15	р. Марха, 5-96 <b>[3]</b>	-4	140	5.1 /8.9	19	-		
16	p. Mapxa, 6-96 <b>[3]</b>	7	142	9.8 /14.9	29	-		

# Сопоставление геохронологических и палеомагнитных данных по среднепалеозойским кимберлитовым трубкам и траппам ЯАП

17	р. Вилюй, 6-96 <b>[3]</b>	15	146	7.1 /9.7	39	-
18	р. Вилюй, 7-96 <b>[3]</b>	4	155	4.2 /6.9	24	-
19	р. Вилюй, 8-96 <b>[3]</b>	25	134	4.9 /5.9	51	-
20	р. Лиендокит**	1	143	4.5/7.4	24	346±10
Ι	Средний полюс	11	145	7.3/10.7	33	
		ГРУППА	II $(S_2-D_1)$			
		Кимбо	ерлиты			
21	Комсомольская [4]	-5	81	4.8/8.7	17	409-422
22	Прогнозная [4]	-40	118	9.3/16.6	-17	-
23	Ботуобинская [4]	-13	127	2.6/4.9	12	380-446
24	Нюрбинская [4]	-11	117	4.3/8.0	13	$400 \pm 8$
		Тра	ппы			
25	р. Кюленкэ, 1-03**	-16	127	4.9/9.6	8	-
26	р. Тюнг, 1-04**	-12	132	3.8/7.2	11	-
27	р. Тюнг, 5-04**	-7	134	3.1/5.5	16	-
28	р. Моркока, 2-00**	-19	115	5.2/10.2	6	-
II	Средний полюс	-17	117	9.0/17.5	9	

Окончание таолиц
------------------

Примечание. Виртуальный геомагнитный полюс: широта – Ф, долгота – Л, доверительные интервалы – dp/dm и палеоширота – fm. \* – данные из обобщения [1]. \*\* – настоящие исследования.

Характер распределения среднепалеозойских ВГП кимберлитов и траппов ЯАП согласуется с ТКМП Сибирской платформы [6] в интервале от 480 до 320 млн лет (рисунок). Палеомагнитные данные достаточно хорошо соответствуют представлениям геологов об истории развитии кимберлитового и траппового магматизма Сибирской платформы [1]. Однако не исключено, что разброс ВГП кимберлитов и траппов так же связан с особенностями (вековыми вариациями, экскурсами и т. п.) магнитного поля Земли [2, 6].



*А* – распределение виртуальных палеомагнитных полюсов. *1* – интервал ТКМП Сибирской платформы с указанием геологического возраста [6]; *2–3* – ВГП (номера согласно таблице): *2* – кимберлиты, *3* – траппы Вилюйско-Мархинской зоны разломов; *4–5* – средний палеомагнитный полюс с радиусом овала доверия 95 %: *4* – поздний девон – ранний карбон (Группа I), *5* – поздний силур – ранний девон (Группа II); *6* – район исследований. *Б* – палеогеографические реконструкции Сибирской платформы в фанерозое.

На основе имеющихся абсолютных определений кимберлитов рассчитанные ВГП могут быть условно объединены в два палеомагнитных полюса (таблица), соответствующие основным эпохам кимберлито- и траппообразования на территории ЯАП [1]: Группа I –  $360\pm10$  млн лет (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) и Группа II –  $420\pm10$  млн лет (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>). К сожалению, современный уровень изотопных и геохимических исследований изученных траппов ВМЗР (за исключением диабазов р. Лиендокит) не позволяет нам уверенно отнести их ВГП к той или другой группе (не исключено, что среди них находятся тела с промежуточными геохронологическими определениями). Эту проблему необходимо решить в ближайшее время.

Согласно палеомагнитным данным, Сибирская платформа на момент формирования кимберлитов и траппов в позднем силуре – начале девона находилась в приэкваториальном поясе (9° с. ш.), а к концу среднепалеозойского этапа достигла средних широт северного полушария (33° с.ш.). Таким образом, ее средняя скорость на этот период времени составила около 6–7 см/год.

- [1] Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: «Офсет», 2010. 108 с.
- [2] Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова, С.А. Писаревский, И.А. Погарская, Ю.С. Ржевский, В.П. Родионов, И.П. Слауцитайс. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- [3] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophysical Journal International. 2002. Vol. 148. P. 1–33.
- [4] Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Наука и образование. 2010. № 1(57). С. 47–54.
- [5] Zhitkov A.N., Savrasov D.I. Paleomagnetism and the ages of kimberlites exemplified by the four pipes of Yakutia // Extended abstracts Sixth International kimberlite conference. Novosibirsk, 1995. P. 695–697.
- [6] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

#### ИСТОЧНИК ХЛОРА ДЛЯ КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ

С.И. Костровицкий\*, М. Копылова \*\*, К.Н. Егоров\*\*\*, Д.А. Яковлев\*, Л.В. Соловьева\*\*\*

\*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, serkost@igc.irk.ru \*\*Vancouver, Canada, Department of Earth & Ocean Sciences, University of British Columbia, mkopylov@eos.ubc.ca \*\*\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, egorov@crust.irk.ru

Дискуссионным вопросом происхождения кимберлитов остается: какие компоненты пород имеют глубинное магматическое происхождение, а какие поверхностное, за счет взаимодействия восходящего расплава с вмещающими породами. В последние годы ряд исследователей особое внимание обратили на так называемый «неизмененный кимберлит» из трубки Удачная-восточная (НКУВ), приняв его за эталон для исследования мантийных источников кимберлитового расплава-флюида [1–4]. Высокое содержание в этих кимберлитах Na- и Cl-содержащей минерализации послужило авторам основанием для нетривиального вывода о соответствующем составе мантийного кимберлитового флюида, что в корне меняет традиционные представления о кимберлитах как о К-обогащенных породах, с минимальной концентрацией Na [5, 6]. В качестве аргументации авторы использовали данные по составу флюидно-расплавных включений в оливинах и изотопную систематику для кимберлитов и солей.

В сообщении обосновывается другая точка зрения на происхождение Na- и Cl-содержащей минерализации в НКУВ, а именно, за счет взаимодействия кимберлитов с рассолами Na-Ca-Cl состава [7].

Блок НКУВ был обнаружен в трубке Удачная-восточная при ее разведке буровыми скважинами на глубине 400–500 м [8]. В настоящее время этот блок кимберлита полностью удален из трубки карьерным способом отработки. НКУВ представлен в основном эруптивной брекчией с разной насыщенностью ксенолитами вмещающих пород (от 1–3 % до 20–30 %), содержащей редкие включения порфирового кимберлита массивной текстуры. Встречаются отдельные жилы крупнопорфирового кимберлита, секущие кимберлитовую брекчию. Кимберлит как брекчиевой, так и массивной текстуры содержит абсолютно свежий оливин. Кимберлит, действительно, является неизмененным, но только по отношению к процессу серпентинизации.

Кимберлиты данного блока карбонатизированы. Кальцит основной массы кимберлита подвергался многократной перекристаллизации. Структура меняется от тонкозернистой до крупнокристаллической, образуются отдельные кальцитовые прожилки. Иногда кимберлиты раздроблены, дезинтегрированы на отдельные обломки. Ксенолиты карбонатных пород, как правило, также перекристаллизованы. По часто встречаемым жеодам (рис. 1–3), выполненным преимущественно карбонатно-хлоридной минерализацией, можно судить, что уже консолидированные кимберлиты оказались подвергнутыми процессам резорбции, выщелачивания. Резорбции, выщелачиванию оказались подвержены и некоторые из мантийных ксенолитов, отличающихся сохранностью всех минералов барофильного парагенезиса. В пределах блока НКУВ так же широко развита гипсовая минерализация (от мелкокристаллической – по трещинам отдельности до крупнокристаллической – по отдельным зонам до 10–20 м протяженностью).

Изучен химический и микроэлементный состав НКУВ. Установлены широкие вариации породообразующих оксидов, свидетельствующие как о процессах дифференциации кимберлитового расплава-флюида при становлении трубки, так и о проявлении вторичных наложенных процессов. Наиболее значимый тренд изменчивости составов связан с перераспределением карбонатной компоненты и является типичным для всех кимберлитовых пород (обратная корреляция между SiO<sub>2</sub>-CaO и MgO-CaO). Содержание Na<sub>2</sub>O изменяется от 0.07 до 3.10 мас. %, в среднем составляя 0.97 мас. % (24 пробы).

Повышенное содержание Na<sub>2</sub>O отражает наличие в кимберлитах таких вторичных минералов, как земнокорит, галит, шортит [7]. Для Na<sub>2</sub>O характерно отсутствие корреляции с другими породообразующими оксидами. Но существует определенный барьер – при содержании



Рис. 1. Жеода в НКУВ, выполненная гипсом.



Рис. 2. Жеода в НКУВ, выполненная гипсом и кальцитом.



Рис. 3. Ксенолиты галита (возможно, жеоды, выполненные галитом), обнаруженные Л.Н. Похиленко в НКУВ.

 $CO_2>9$  мас. % содержание Na<sub>2</sub>O не превышает 0.2 мас. %. Не исключено, что интенсивная карбонатизация преобразует кимберлиты в более монолитные, непроницаемые для прохождения Na-содержащих рассолов породы. В изученных образцах кимберлита содержание H<sub>2</sub>O варьируется от 0.59 до 4.19 мас. %, в среднем составляя 2.3 мас. % (23 пробы).

Изотопная систематика Sr, O, C в НКУВ подтверждает происхождение карбонатной компоненты за счет смешения изотопно-легкой мантийной и изотопно-тяжелой осадочной углекислоты. Так, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношение меняется от 0.704 до 0.709 [9]. Изотопный состав кислорода и углерода в кальцитах НКУВ меняется от +15.4 до +18.2 ‰ и от -2.2 до -3.1 ‰ соответственно [10]. Изотопный состав Nd остается, вероятно, неизменным при вторичных процессах карбонатизации [11].

Месторождение трубки Удачная находится в пределах Далдыно-Мархинского криогидрогеологического резервуара, в котором выделяется на разных горизонтах по глубине несколько водоносных комплексов. Один из них (на глубине 400–500 м) характеризуется аномально хлоридным натриевым составом с минерализацией 300 г/дм<sup>3</sup> [12]. Разгрузка рассольных источников происходит и в настоящее время, что подтверждается наблюдаемым в карьере месторождения Удачная современным отложением галита.

Следует признать, что абсолютно неизмененные кимберлиты в трубке Удачная-восточная на горизонтах 400–500 м если и имеются, то только те, в которых отсутствуют признаки наложенной карбонат-хлоридной минерализации.

Исследование выполнено при поддержке интеграционных грантов № 24.1 и 72.

[1] Головин А.В., Шарыгин В.В. и др. Вторичные включения расплава в оливине неизмененных кимберлитов трубки Удачная-восточная // Доклады АН. 2003. Т. 388, № 3. С. 369–372.

- [2] *Kamenetsky M.B. et al.* Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle // Geology. 2004. Vol. 32, № 10. P. 845–848.
- [3] Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B. et al. Chloride and carbonate immiscible liquids at the closure of the kimberlite magma evolution (Udachnaya-East kimberlite, Siberia) // Chemical Geology. 2007. Vol. 237. P. 384–400.
- [4] *Maas R. et al.* Sr, Nd, and Pb isotope evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia // Geology. 2005. Vol. 33, № 7. P. 549–552.
- [5] Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. Berlin: Springer-Verlag, 1980. 252 p.
- [6] Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York: Plenum Press, 1986. 442 p.
- [7] Егоров К.Н., Ущаповская З.Ф. и др. Земкорит новый карбонат из кимберлитов Якутии // Доклады АН СССР. 1988. Т. 301, № 1. С. 188–193.
- [8] *Маршинцев В.К., Мигалкин К.Н. и др.* Неизмененный кимберлит трубки Удачная-восточная // Доклады АН СССР. 1976. Т. 231, № 4. С. 961–964.
- [9] Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов из кимберлитов. Новосибирск: Наука, 1986. 263 с.
- [10] Егоров К.Н. Изменение изотопного состава углерода и кислорода в процессе метасоматического преобразования кимберлитов // Доклады АН СССР. 1986. Т. 286, № 2. С. 429–433.
- [11] Костровицкий С.И., Морикио Т.И. и др. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 350–371.
- [12] Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В. Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. Иркутск: ИрГТУ, 2008. 508 с.

# ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Н.Н. Крук\*, Н.И. Волкова\*, Я.В. Куйбида\*, Н.И. Гусев\*\*, Е.И. Демонтерова\*\*\*, М.Л. Куйбида\*

\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kruk@igm.nsc.ru \*\*Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, gusev@vsegei.ru \*\*\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dem@crust.irk.ru

Проблема природы метаморфических комплексов была и остается неизменно актуальной при проведении любых исследований и реконструкций. В рамках геосинклинальной концепции блоки высокометаморфизованных пород рассматривались как выступы древнего (раннедокембрийского) фундамента складчатых сооружений. Сходным образом эти комплексы первоначально трактовались и в рамках теории литосферных плит. Только после детальных геологоструктурных работ стало ясно, что значительная часть подобных блоков имеет аккреционноколлизионную природу и сформирована в результате метаморфизма различных по составу и возрасту пород вследствие относительно молодых тектонических процессов **[1, 2 и др.]**. Одновременно с развитием прецизионных методов абсолютной геохронологии появилось множество данных, указывающих на молодой (зачастую фанерозойский) возраст метаморфических ассоциаций, традиционно считавшихся раннедокембрийскими.

Вместе с тем необходимо заметить, что данные геохронологических исследований метаморфических комплексов обычно оставляют открытыми два важных вопроса:

1. Соответствуют ли полученные датировки возрасту первого прогрессивного этапа метаморфизма или отражают лишь «наложенные» метаморфические события?

2. Насколько возраст метаморфических событий оторван во времени от геологического возраста толщ – протолитов метаморфических пород?

«Прорыв» в решении первого вопроса наметился с появлением оборудования и методик локального изотопного датирования (ионный зонд, ICP-MS с лазерной абляцией и т.д.), позволяющих реконструировать термальную историю отдельных минеральных индивидов (прежде всего – цирконов). В решении второго вопроса важная роль отводится изучению геохимических характеристик метаморфических пород, что дает возможность установить природу их протолитов, а также исследованию изотопного состава Nd, позволяющему определить время отделения коровых протолитов от мантийного источника и таким образом ограничить «снизу» геологический возраст протометаморфических толщ.

Предлагаемая работа представляет собой обобщение результатов геологических и геохронологических исследований метаморфических комплексов Горного Алтая, дополненное данными геохимического и Sm-Nd изотопного изучения слагающих их пород.

В результате проведенных работ установлены следующие особенности метаморфитов Горного Алтая:

1. Все проявления высокометаморфизованных пород приурочены к блокам, ограниченным крупными разломными зонами. Постепенные переходы от метаморфических пород (исключая зеленосланцевые образования) к неметаморфизованным толщам обрамления отсутствуют.

2. Для всех описанных комплексов отсутствуют какие-либо надежные геологические или изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийского возраста метаморфических событий. Древнейший в Горном Алтае возраст метаморфизма, зафиксированный для эклогитов балтырганского комплекса в обрамлении Чаган-Узунского гипербазитового массива, отвечает неопротерозою (636–627 млн лет [3]).

3. Петрохимические и редкоэлементные характеристики метаморфических пород Горного Алтая свидетельствуют о «незрелой» природе их протолитов. *Метапелиты* по вещественному составу отвечают, преимущественно, продуктам коры переходного типа и характеризуются повышенными, в сравнении с типичными породами верхней континентальной коры (по оценке [4]), концентрациями железа, титана и магния, пониженными содержаниями кремнезема, калия и несовместимых элементов (включая РЗЭ). Среди *пород метабазитового состава* резко преобладают метабазальты, отвечающие либо породам океанической коры (от N-MORB до OIB [5 и др.]), либо толеитовым и известково-щелочным базальтам примитивных островных дуг. Значительно реже встречаются параамфиболиты, по петрохимическому составу соответствующие низкокалиевым андезитам, а по редкоэлементному составу сопоставимые с осадочными породами раннекембрийских островных дуг Горного Алтая [6]. Пород, сформированных за счет метаморфизма «зрелых» коровых протолитов, в ходе проведенных исследований не обнаружено.

4. Модельный возраст метаморфических пород Горного Алтая колеблется в интервале от 800 до 1600 млн лет. Наиболее древний модельный возраст (1.4–1.6 млрд лет) зафиксирован для метапелитов южно-чуйского и курайского комплексов, для которых исследованиями [7] установлен позднекембрийский–раннеордовикский возраст толщ-протолитов. Несколько более молодой модельный возраст (1.3–1.4 млрд лет) установлен для метапелитов барбышского и теректинского комплексов [8]. Эти образования идентичны по вещественному составу и, судя по предварительным палеонтологическим данным, имеют фанерозойский возраст. Во всех остальных случаях модельный Sm-Nd возраст метатерригенных пород не превышает 1 млрд лет, из чего следует, что геологический возраст толщ-протолитов был не древнее неопротерозоя.

5. Устанавливается четкая корреляция протолитов метаморфических пород с вулканогенными и осадочными образованиями ранних этапов геологической истории Алтая (венд-раннекембрийского океанического, раннекембрийского островодужного, позднекембрийско-раннеордовикского аккреционно-коллизионного [9, 10]), включая их вероятный возраст, петрохимические и редкоэлементные особенности, а также изотопные характеристики пород.

Таким образом, вся совокупность полученных данных позволяет утверждать, что комплексы метаморфических пород Горного Алтая представляют собой не выходы древнего кристаллического фундамента, а фрагменты венд-раннепалеозойской коры, метаморфизованные в ходе более молодых геологических событий. В целом же допозднерифейский кристаллический фундамент в Горном Алтае отсутствует, а сам Горно-Алтайский сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса сформирован на океаническом основании.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (программа ОНЗ РАН № 9).

- [1] Coney P.J. Plate tectonics of marginal foreland thrust-fault belts // Geology. 1973. Vol. 1. P. 131–134.
- [2] Cordillerian metamorphic core complexes / Eds. M.D. Crittendon, P.J. Coney, G.H. Davis. Geological Society of America Memoirs 153. 1980. 486 p.
- [3] Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y. et al. Vendian-Cambrian arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. Vol. 5, № 4. P. 781–800.
- [4] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- [5] Волкова Н.И. Геохимия и природа протолита метабазитов Теректинского глаукофан-зеленосланцевого комплекса (Горный Алтай) // Доклады АН. 2003. Т. 393, № 2. С. 224–228.
- [6] Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 551–570.
- [7] Гусев Н.И., Шокальский С.П. Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Геология и минеральные ресурсы Горного Алтая. 2010. № 3. С. 72–80.
- [8] Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. Sm-Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // Доклады АН. 2002. Т. 338, № 2. С. 228–232.
- [9] 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.
- [10] Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 188 с.

# НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОМУ ВУЛКАНИЗМУ ХАНГАЯ (МОНГОЛИЯ)

Е.А. Кудряшова\*, В.В. Ярмолюк\*, В.А. Лебедев\*, К-Л. Ванг\*\*, А.М. Козловский\*, В.М. Саватенков\*\*\*

\*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, katama@mail.ru \*\*Тайвань, Национальный Тайваньский Университет \*\*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Ранее было показано, что позднекайнозойская история развития Хангайского вулканического ареала началась в конце олигоцена и характеризовалась последовательной серией сближенных во времени вспышек (этапов) вулканизма [1]: позднеолигоценовый–раннемиоценовый этап (~30–22 млн лет) платоизлияний, связанный с грабенообразованием в пределах Долины Озер (южное обрамление Хангайского нагорья); среднемиоценовый этап (~17–12 млн лет) платоизлияний, сопряженный с процессами грабенообразования в центральной (осевой) зоне Хангайского нагорья и в пределах его южной и северо-восточной периферии; позднемиоценовый–плиоценовый этап (~10–2 млн лет), приведший к образованию обширных лавовых плато и грабенов в центральной и периферических (северной и северо-восточной) зонах Хангайского нагорья; плейстоцен-голоценовый этап (<1.25 млн лет), выделяющийся, прежде всего, развитием долинных лавовых потоков или «лавовых рек» большой протяженности (до 100 км). Эти потоки формируют низкие террасы «долинной» генерации как в самой центральной зоне Хангая, так и по северному и северо-восточному его обрамлению. Проявления вулканизма этого этапа охватили территорию площадью более 500×500 км.

В последние годы нами были выявлены новые, ранее неизвестные вулканические центры, штоки, лавовые потоки, в том числе в пределах останцов вершинных плато в центральной части Хангая, для которых были выполнены геохронологические исследования, преимущественно на основе K-Ar метода датирования в лаборатории изотопной геологии и геохронологии ИГЕМ РАН по методике [2], а также на основе <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar метода в Национальном Тайваньском университете по методике [3].

Центральная часть Хангайского свода. В верховьях рек Орхон-Гол, Хануй-Гол и Хойт-Тамир-Гол были обнаружены многочисленные останцы лавовых плато, бронирующих вершины гор. Возраст развитых здесь лав составил по данным K-Ar и (<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar) определений: 20.4±0.4 (23.4±0.3), 20.0±0.5, 16.6±0.4 (17.6±0.3), 14.0±0.4 (16.5±0.3) млн лет. Полученные данные в значительной степени соответствуют ранее выделенному среднемиоценовому этапу, но расширяют его границы до интервала ~20–11 млн лет. Отсутствие геологических данных о разделении лав плато на разновозрастные группы пород, по-видимому, свидетельствует о необходимости расширительного толкования этого этапа как ранне-среднемиоценового.

**Юго-восточный склон Хангайского свода.** Здесь в верховьях р. Тацын-Гол были обнаружены центры новейшего вулканизма. Были выявлены четыре современных, не затронутых эрозией вулканических центра в разной степени сохранности, приуроченных к линейному разлому и явно относящихся к новейшему этапу развития области. Определен возраст лав из двух вулканов. Он составил 0.14±0.02 и 0.12±0.02 млн лет.

В бассейне верхнего течения р. Орхон-Гол (Верхнеорхонский грабен) также выявлен ранее неизвестный вулкан новейшей генерации. Его геологическая позиция определяется тем, что он возник в долине одного из притоков р. Орхон-Гол, полностью перекрыв ее. Лавы вулкана образуют русловые потоки и еще не покрыты лесной растительностью. В то же время они подверглись абразии в ходе последнего Хангайского горного оледенения. Возраст лав вулканического конуса составил 0.05±0.03, 0.05±0.02 млн лет, возраст отдельных его потоков оценен в 0.14±0.03, 0.070±0.045 и 0.045±0.045 млн лет. Этот результат свидетельствует о плейстоценголоценовой вспышке вулканической активности на юго-восточном склоне Хангая. Кроме того, в пределах Верхнеорхонского грабена обнаружены многочисленные молодые вулканические центры с долинными лавовыми потоками, слагающие среднюю лавовую террасу. Возраст этих проявлений вулканизма составил от 3.24±0.17, 3.17±0.17 до 2.99±0.10, 2.93±0.10, 2.41±0.12, 2.32±0.14, 2.13±0.34 млн лет, что определило их соответствие позднемиоценовому–плиоценовому этапу. Кроме того, в пределах грабена были изучены фрагменты лавового плато, отвечающие верхней лавовой террасе. Возраст этих лав определен в 7.7±0.2, 7.6±0.2 млн лет. Учитывая структурную разобщенность лав средней и верхней террас, повидимому, следует говорить о проявлении в пределах грабена самостоятельных позднемиоценового и плиоценового этапов вулканизма.

Северо-восточное обрамление Хангайского свода. Здесь в районе р. Тэгийн-Гол (ср. теч. р. Орхон-Гол) были продатированы лавовые поля ранее не определенного возраста, в результате возраст их формирования оценен в 13.0±0.4, 10.8±0.3 млн лет, что соответствует ранне-и среднемиоценовому этапу развития области.

Северное обрамление Хангайского свода (Тарятская впадина). Здесь была изучена большая группа вулканических центров и их потоков, возрастная позиция которых оставалась неопределенной. Наиболее молодым является крупный шлаковый конус на северном борту впадины. Его возраст, оцененный по мегакристу санидина, составил 0.250±0.015 млн лет. Лавовый поток из рядом расположенного и в значительной степени эродированного вулкана имеет возраст 1.21±0.05 млн лет.

Лавовый поток от разрушенного вулкана по р. Улийн-Гол (приток р. Нарийн-Гичгэнийн-Гол) – составляет 0.435±0.025 млн лет, что согласуется с возрастом лав в среднем течении р. Нарийн-Гичгэнийн-Гол.

Выявлен вулкан на южном борту оз. Тэрхийн-Цаган-Нур, возникший до образования озера. Его возраст составил – 0.430±0.035 млн лет.

За южной границей Тарятского грабена рядом с г. Мэргэн-Обо обнаружен вулкан, возраст потока от которого составил 2.3±0.1 млн лет, а черный шлак из бокового сателлита того же вулкана – 1.95±0.06 млн лет.

В районе г. Обот-Обот (восточный край Тарятской впадины) изучен вулкан, формирующий позднемиоценовую–плиоценовую верхнюю лавовую террасу. Возраст его лав оценен в 6.0±0.2 млн лет, что и подтвердило его возрастную принадлежность.

Полученные результаты позволили уточнить границы проявления вулканизма в Тарятской впадине, расширив диапазон формирования средней плейстоценовой лавовой террасы с 0.75–0.36 до 1.21–0.25 млн лет, а также зафиксировав ранее не установленную позднеплиоценовую вспышку вулканизма на уровне 2.30–1.95 млн лет.

В целом, проведенные геохронологические исследования позволили конкретизировать представления о времени и этапах формирования позднекайнозойского Хангайского вулканического ареала. В результате увеличен возрастной диапазон среднемиоценового этапа за счет наиболее ранних его проявлений. Соответствующие вулканиты слагают в Центральном Хангае фрагменты крупного и мощного лавового плато, формирование которого началось в конце раннего миоцена. Соответственно расширены границы территории, которая была охвачена раннеи среднемиоценовой вспышкой вулканизма. Впервые установлен возраст пород в Тарятской впадине, отвечающий позднему плиоцену. Впервые также получены данные по возрастной характеристике проявлений вулканизма в Верхнеорхонском грабене и прилегающих к нему районах. Особо следует отметить широкое распространение плейстоцен-голоценового вулканизма по территории ареала. Его проявления расширили границы вулканической активности в новейшей истории области, охватив буквально всю территорию Хангайского нагорья.

- [1] Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Лебедев В.А. Позднекайнозойский вулканизм Хангая (Центральная Монголия) и проблемы новейшего горообразования в Центральной Азии // Доклады АН. 2008. Т. 422, № 2. С. 223–228.
- [2] Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 69–89.
- [3] Ching-Hua Lo, Sun-Lin Chung, Tung-Yi Lee, Genyao Wu. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian–Triassic boundary events // Earth and Planetary Science Letters. 2002. Vol. 198. P. 449–458.

# НОВЫЙ ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС ПО ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ БАЛТИКИ

Н.М. Левашова\*, Дж.Дж. Меерт\*\*, Н.Б. Кузнецов\*, Н.Д. Сергеева\*\*\*, И.В. Голованова\*\*\*, К.Н. Данукалов\*\*\*, В.М. Горожанин\*\*\*, М.Л. Баженов\*

\*Москва, Геологический институт РАН, namile2007@rambler.ru, kouznikbor@mail.ru, mibazh@mail.ru \*\*Гейнсвиль, Университет Флориды, jmeert@ufl.edu

\*\*\*Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, golovanova@anrb.ru, danukalov@mail.ru, gorozhanin@anrb.ru

Палеогеография вендского времени «знаменита» своей противоречивостью, что в значительной степени связано со столь же противоречивыми палеомагнитными данными, в особенности для Лаврентии и Балтики. Для последней имеющиеся данные позволяют поместить континент куда угодно, от географического полюса до экватора. В нашем докладе мы проанализируем ранее опубликованные данные и представим новые – пока предварительные! – палеомагнитные данные по верхневендским осадочным породам западной части Башкирского антиклинория, который представляет собой восточную окраину Балтики. В изученных серо-бурых песчаниках и алевролитах зиганской свиты (самая верхняя часть ашинской серии) с помощью детальной температурной чистки была успешно выделена высокотемпературная компонента намагниченности, о первичном возрасте которой говорит наличие прямой и обратной полярности и положительный тест обращения. Соответствующий палеомагнитный полюс очень хорошо согласуется с данными по Зимнему берегу Белого моря (Popov et al., 2002, 2005; Iglesia Llanos et al., 2005), расположенного на расстоянии около 1600 км от Южного Урала. Эти данные говорят о том, что восточная окраина Балтики находилась в венде в приэкваториальных широтах (<10°, N или S). Более того, нами получен ряд веских свидетельств в пользу того, что в этих породах не произошло заметного занижения наклонения и полученные палеошироты корректно отражают положение континента. В докладе мы обсудим значение новых данных для палеогеографии Земли в вендское время и кратко представим проводящиеся сейчас исследования, направленные на повышение надежности палеомагнитных данных и точное определение возраста изученных толщ.

Это исследование финансировалось за счет грантов РФФИ № 11-05-00037 и 11-05-00137 и Программ ОНЗ РАН № 7 и 9.

# ПОРОДЫ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ПЕТРОГЕНЕЗИСА В СДВИГОВЫХ СТРУКТУРАХ ПРИОЛЬХОНЬЯ

В.И. Левицкий\*, В.С. Федоровский\*\*, Е.В. Скляров\*\*\*, А.В. Лавренчук\*\*\*\*, И.В. Левицкий\*

\*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vlevit@igc.irk.ru \*\*Москва, Геологический институт РАН, west45@online.ru \*\*\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru \*\*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@mail.ru

Чернорудская (Баракчинская) зона, как показало детальное картирование, прослеживается непрерывно от левого борта р. Анга в районе пос. Еланцы до п-ова Хадарта. Она имеет сложное строение, неоднородный состав. Это обусловлено присутствием в ней пород разного генезиса: 1) метаморфических – сформированных в изохимических условиях гранулитовой фации (двупироксеновых, пироксеновых, пироксен-амфиболовых плагиосланцев; кварцитов; доломитовых и кальцитовых мраморов); 2) наложенных на них продуктов высокотемпературных и высокобарических ультраметаморфических преобразований (гранитов, сиенитов, метасоматитов по карбонатным и алюмосиликатным породам); 3) постультраметаморфических высокои среднетемпературных скаполитовых, амфиболовых, слюдяных метасоматитов [1].

В зоне доминируют образования первой и второй групп. Породы первой группы образуют пласты, а второй – тела округлой, линзовидной, субпластовой формы, приуроченные к контактам двупироксеновых плагиосланцев с мраморами. Они хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках 12000 и 5000 масштаба и на космических снимках высокого и сверхвысокого разрешения. Их метасоматическая природа обосновывается:

1) геологическими взаимоотношениями – это наложенные образования, развитые по двупироксеновым сланцам, залегающим в мраморах. Метасоматиты встречаются в пластовых телах и будинах в виде прожилков, гнезд, обособлений овальной или угловатой формы с размерами от 1–10 м до 1.5 км, мощностью от 0.2 см – 10 м до 0.5 км. Они имеют зональное строение, но иногда зональность из-за перекристаллизации выявляется с трудом. Мощность зон в телах варьируется от 1–2 см до 50 м, а протяженность – до 100–500 м;

2) петрографическими признаками – четко проявлено влияние контактирующих сред на состав сформированных новообразований. Это выражено в развитии метасоматитов в контактах двупироксеновых плагиосланцев: 1) с доломитовыми мраморами (район пос. Тонты, ур. Улан-Харгана, небольшие тела между Улан-Харганой и р. Кучулга, в долине р. Кучулга, район пос. Черноруд); 2) с кальцитовыми мраморами. Структурно-текстурные особенности, минеральный и химический состав метасоматитов закономерно меняются по зонам тел между сланцами и мраморами [1].

В апосланцевых метасоматитах в направлении от контакта доломитовых мраморов к двупироксеновым плагиосланцам отмечается зональность: мелкозернистые плагиоклаз-фассаитовые – шпинель-фассаитовые – средне- и крупнозернистые пироксен (фассаит)-плагиоклазовые, гиперстен-фассаит-плагиоклазовые, пироксен-гиперстен-плагиоклазовые породы. Последние два типа имеют облик габброподобных мезо- и лейкократовых массивных пород. В сланцах, на удалении от контакта с мраморами, распространены мелкозернистые меланократовые плагиоклаз-гиперстен-фассаитовые и диопсид-плагиоклаз-гиперстеновые метасоматиты. Локально по ним развиваются бурый амфибол, гранат, и в результате образуются амфибол-гранатовые, амфиболовые или гранатовые породы, известные в Приольхонье как «эклогитоподобные» [1].

Апосланцевые метасоматиты в контактах с кальцитовыми мраморами представлены гранатовыми, гранат-амфибол-плагиоклазовыми, амфибол-плагиоклазовыми, пироксен-гранатовыми и амфибол-гранатовыми грубо- и гигантозернистыми породами. Они слагают зоны вдоль контактов с пластами кальцитовых мраморов, мощностью от 3 до 20 м (редко до 50 м), и жильные тела в сланцах, мощностью до 5 м. Все метасоматиты в контактах с доломитовыми и кальцитовыми мраморами подвергаются перекристаллизации с образованием крупно- и гигантозернистых разностей с размером кристаллов фассаита до 5–12 см, шпинели до 1–3 см, граната до 2–15 см, амфибола до 10–12 см, скаполита до 1–2 см. Встречаются друзовые выделения;

3) минералогическими особенностями, проявленными в доминировании минералов магнезиальных скарнов. В метасоматитах на контактах двупироксеновых плагиосланцев с доломитовыми мраморами пироксены относятся к фассаитам, титанфассаитам и ферриавгитам (f=18–57; A1<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=6.64–14.0 %; A1<sup>IV</sup>=0.22–0.37 ф.е.; TiO<sub>2</sub>=0.67–1.99 %; Na<sub>2</sub>O=0.44–1.30 %; CaO=19.50–24.50 %); шпинель обогащена герцинитом (f=44–55, TiO<sub>2</sub> – до 0.14 %), а энстатит – глиноземом (A1<sub>2</sub>O<sub>3</sub> =2.5 %, f=2.5). Состав плагиоклаза варьируется в зависимости от его положения в зональных телах (45–95 AH); в плагиоклазах габброподобных метасоматитов отмечается увеличение содержаний анортита от центральных частей зерен к краевым. Амфиболы близки к паргаситу, реже ряду чермакит-гастингсита (f=23–49), с высокими содержаниями A1<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13.30–16.70 %) и TiO<sub>2</sub> (0.86–2.46 %). Гранаты представлены рядом пироп (39) – альмандин (39) – гроссуляр (17–19); скаполит обогащен мейонитом (Me 81–84);

4) геохимическими характеристиками, которые определяются вещественной спецификой двупироксеновых плагиосланцев и мраморов с существенными вариациями концентраций по зонам тел. Метасоматитам, развитым по сланцам вблизи доломитовых мраморов, присущи низкие концентрации: (%) – SiO<sub>2</sub> (44.12–47.55), K<sub>2</sub>O (0.17–0.48), (г/т) – Li (5–11), Rb (0.1–5), Ba (44–121), B (5–9), Sn (1.3–4.7), Yb (2.0–3.2), Y (16–37), Pb (0.72–4.80); широкие колебания (%) – TiO<sub>2</sub> (0.54–1.24), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10.32–18.63), железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7.05–10.82), MgO (7.55–14.79), Na<sub>2</sub>O (0.68–2.13), (г/т) – Sr (97–638), Be (0.2–4.0), F (200–800), Zr (54–127), Zn (109–244), Cu (10–31), Cr (15–296), V (148–364), Ni (22–105), Co (25–64); высокие – CaO (13.83–21.18 %). Содержания LREE ниже чувствительности методик анализа. Для габброподобных пород не отмечается характерных для основных магматитов прямых и обратных корреляций между петрогенными и редкими элементами, Fe – Cr (Ni, Co), Ni – Co, SiO<sub>2</sub> – MgO (железо).

В некоторых работах [2 и др.] описанные выше габброподобные породы и фассаитовые скарны Чернорудской зоны отнесены к магматическим образованиям. Приведенные выше геологические, петрографические, минералогические и геохимические данные не подтверждают их принадлежность к магматическим сериям. Самое главное то, что в северной части по периферии массива «габбро» в двупироксеновых плагиосланцах, там, где описывались зоны закалки [2], широко развиты прожилки плагиоклазсодержащих пород, а «пироксениты» сложены титанфассаитом и фассаитом, который является типоморфным минералом только апоалюмосиликатных метасоматитов и никак не ультраосновных магматических пород. Практически все породы скаполитизированы, амфиболизированы, окварцованы. Все это подтверждает их отнесение к апоалюмосиликатным метасоматитам магнезиально-скарновой формации. По строению тел, минеральным ассоциациям они идентичны околоскарновым породам магматического этапа железорудных месторождений Алданского щита, месторождений бора и флогопита Сино-Корейского щита [3].

Данные детального картирования с использованием аэро- и космических снимков высокого разрешения, исследования вещественного состава пород, опубликованные за последнее время, изотопно-геохронологические данные позволяют наметить следующую последовательность становления пород Чернорудской зоны:

1. Формирование протолита зоны – толеитовые базальты, доломитовые и кальцитовые осадки, хемогенные силициты (древнее 510 млн лет).

2. Метаморфизм умеренных давлений гранулитовой фации в изохимических условиях (490–496 – 500–505 млн лет, Р=5–7 кб, Т =700–750 °C).

За-г. Петрогенезис с аллохимическими преобразованиями метаморфитов при формировании сдвиговых структур в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций повышенных давлений (465–470 – 490–496 млн лет; Р=7–10 кб, Т=650–850 °С):

За. Образование в алюмосиликатных породах гиперстеновых и лейкократовых плагиогранитов (496 млн лет).

36. Формирование в Чернорудской зоне на контактах двупироксеновых сланцев с доломитовыми мраморами (меньше 496–490 млн лет; P=9–10 кб, T=750–850 °C) линейных тел метасоматитов с зональностью: плагиоклаз-фассаитовые – шпинель-фассаитовые – габброподобные пироксен (фассаит)-плагиоклазовые и гиперстен-фассаит-плагиоклазовые, пироксен-гиперстенплагиоклазовые, плагиоклаз-гиперстен-фассаитовые и диопсид-плагиоклаз-гиперстеновые породы.

Зв. Разлинзование (490–485 млн лет) ранних контактовых ассоциаций линейных зон с образованием по ним в зонах сдвига округлых, линзовидных тел перечисленных выше пород; становление плагиоклазитов и сиенитов, метасоматитов фассаитового, плагиоклаз-фассаитового и шпинель-плагиоклаз-фассаитового состава.

3г. Образование (<485 млн лет) пойкилобласт, жил и прожилков амфибола, граната по двупироксеновым плагиосланцам и по всем метасоматитам, перечисленным выше, с возникновением, в конечном счете, эклогитоподобных пород.

4. Внедрение гранит-пегматитов, гранитов (470–465 млн лет), обусловивших перекристаллизацию ранних метасоматитов, скаполитизацию, ослюденение, окварцевание плагиоклазсодержащих пород.

Не подвергая сомнению последовательность и условия метасоматических преобразований пород основного состава, соавторы расходятся в вопросе о природе протолита метасоматитов. Здесь изложена одна из точек зрения. Несколько лет назад В.С. Федоровский ввел понятие «метаморфический минглинг», формирование которого обусловлено «впрыском» габброидных магм в вязкопластичную среду при синметаморфическом сдвиговом тектогенезе. Эти габбро также могли быть протолитом для описанных выше метасоматитов. Эту точку зрения разделяет и Е.В. Скляров.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 09-05-00563, 11-05-00771, 11-05-00267.

- [1] Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- [2] Хромых С.В., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С. и др. Петрология и геохронология магматических пород Чернорудской гранулитовой зоны (Западное Прибайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. С. 131–134.
- [3] Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.

# ГЛАВНЫЙ МОНГОЛЬСКИЙ ЛИНЕАМЕНТ: СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ

М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина

Москва, Геологический институт РАН, m\_leonov@ginras.ru

Во многих регионах выделяются узкие и протяженные зоны, для которых характерны интенсивная структурная и вещественная переработка пород, крутое положение плоскостных элементов, кулисное расположение доменов, разломные ограничения (сдвиги, взбросо-сдвиги), отличие строения от соседних сегментов, длительное развитие. Описание этих зон было дано в работе [5], и они, в соответствии с одним из основных признаков, были названы «зонами концентрированной деформации». Здесь мы рассмотрим одну из наиболее протяженных и длительно развивающихся зон подобного типа – зону Главного Монгольского линеамента (ГМЛ) [1], роль которого в формировании структурного плана Центрально-Азиатского региона и во влиянии на особенности осадконакопления и магматизма чрезвычайно велика.

Территория Монголии занимает срединную часть Центрально-Азиатского подвижного пояса, расположенного между древними платформами: Сибирской на севере и Северо-Китайской и Таримской на юге. Геология региона описана во многих публикациях [1–4, 6–9 и др.]. Основные его геологические черты были сформированы в докембрии – палеозое. Процессы байкальского и каледонского времени охватили север территории, в южных провинциях проявились процессы герцинского этапа. Ко времени  $C_2$  на всей этой площади прошел орогенез и была сформирована покровно-складчатая структура, а в области сочленения каледонид и герцинид возникла зона напряженных линейных деформаций, территориально отвечающая области герцинского аккреционного клина [8]. С этого времени ГМЛ начал существовать как самостоятельная структура (рис. 1).

В конце Рz регион ГМЛ был охвачен рифтогенезом: возникли Гоби-Тяньшаньская (C<sub>2</sub>– P<sub>1</sub>), Северо-Монгольская (P<sub>1-3</sub>) и Гоби-Алтайская (P<sub>1-3</sub>) рифтовые системы, в обрамлениях которых проявился гранитоидный магматизм нормального и субщелочного ряда и синплутонический базитовый вулканизм [6]. В Мz и Kz на рассматриваемой территории установился режим мобильной платформы и был сформирован плитный чехол, с несогласием залегающий на



**Рис. 1. Главный Монгольский линеамент (серое поле, ограниченное жирным пунктиром) в структуре Монголии (по [1]).** К северу от линеамента – область распространения байкалид и каледонид; к югу – область преимущественного распространения герцинид.



Рис. 2. Карта рельефа Монгольского и Гобийского Алтая.

складчато-метаморфическом фундаменте. Это время характеризовалось развитием дискретных осадочных бассейнов и рифтогенных впадин, с внутриплитным магматизмом, активностью разломных зон. Анализ фаций и мощностей отложений Мz и Kz свидетельствует (например [1, 3, 4, 6–9]) о ведущей роли в их распределении зон активизированных разломов, в первую очередь разломов ГМЛ. Особенности осадконакопления и вулканизма свидетельствуют об обстановке *транстенсии*, прерываемой краткими эпизодами *транспрессии*. Особенно активны в это время Гоби-Алтайская и Заалтайская (Гоби-Тяньшаньская) шовные зоны ГМЛ. Активность этих зон сохранилась и в новейшее время, о чем свидетельствуют расчлененный средне- и высокогорный рельеф, деформация древних поверхностей выравнивания, сейсмическая активность. Современное развитие зоны ГМЛ происходит в условиях сдвига [2] и субмеридионального сжатия, т.е. *транспрессии* [7].

В современной структуре Центрально-Азиатского пояса Главный Монгольский линеамент в виде пологой дуги протягивается в широтном направлении через всю территорию страны на расстояние более 2.5 тыс. километров и орографически соответствует горным системам Монгольского и Гобийского Алтая, а также цепочке небольших горных массивов Восточной Монголии. Зона линеамента представляет собой область сгущения субширотных разломов типа сдвигов и взбросо-сдвигов, образующих местами две ветви: северную и южную. Северная ветвь очень четкая и представлена сменяющими один другого с запада на восток Туренгольским, Ихэбогдинским, Ундуршилинским и Дэлгирским разломами. Южная ветвь менее четкая и определяется системой ветвящихся и кулисно подставляющих друг друга Булагским, Заалтайским, Сайхандуленским и Асгатским разломами.

Нами был изучен отрезок линеамента, соответствующий хребтам Гобийского Алтая (Ихэ-Богдо, Бага-Богдо и Арц-Богдо). В настоящее время это узкие (0–30 км) и протяженные (до 2000 км) полосы выходов палеозойского фундамента, обрамленные отложениями мезозойско-кайнозойского чехла и образующие серию кулисно подставляющих друг друга горных массивов (структурных дуг и линзовидных доменов) (рис. 2).

Палеозойские толщи в виде узких, кулисно расположенных гряд приподняты относительно долин, образуя средне- и высокогорный рельеф с отметками до 3500–3900 м. Эти зоны являются областями концентрации разломов (преимущественно сдвигов и взбросо-сдвигов),



Рис. 3. Структура цветка в хр. Арц-Богдо [7].

пликативных и дизъюнктивных деформаций разного масштаба и морфологических аномалий, т.е. обладают чертами, свойственными внутриплитным зонам концентрированной деформации. В позднекайнозойское время (в том числе и на новейшем этапе активизации) эти зоны соответствуют областям проявления левосдвиговой транспрессивной тектоники и часто образуют структуры цветка (рис. 3) [7].

Основные структуры, формирующие тектонический облик этого сегмента ГМЛ, обусловлены деформационными процессами в породах палеозойского фундамента и проявлены на всех масштабных уровнях. При структурном картировании различной детальности и даже в масштабе обнажения выявляются линзовидно-ленточные структуры, сложенные тектонически обособленными блоками-ромбоэдрами различного размера, которые разделены или разломами, или катаклазированной основной массой – тектоническими меланжами. Образование подобного структурного ансамбля характерно для плоскостных зон сдвигового течения. При объемном тектоническом течении, в частности в протрузиях, ромбоэдры-линзы также являются энергетически обусловленными и наиболее устойчивыми структурными элементами, что подтверждается данными мезомеханики. Кристаллические гранитные протрузии логично вписываются в ряд



Рис. 4. Разрез вкрест ГМЛ между хребтами Ихэ-Богдо и Бага-Богдо с гранитной протрузией (массив Танын, үР) воронкообразной формы (структура цветка).

структур сдвигового течения в регионе ГМЛ. Изначально «жесткие» массы гранитов, вошедшие в состав консолидированного слоя, в процессе объемного катаклаза, характерного для пород определенного состава (гранитов, мраморов), приобрели объемную (3D) подвижность. Протрузивные структуры, наряду со складками и разломами, являются одним из элементов структурных парагенезов, возникших в породах фундамента и осадочного чехла в узких временных интервалах (маркированных седиментацией), в транспрессионных обстановках (рис. 4).

Таким образом, ГМЛ является одной из основных шовных структур Центрально-Азиатского подвижного пояса, определяет многие черты его развития и контролирует проявление тектонических, магматических и седиментационных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9 и гранта РФФИ 10-05-00852.

- [1] Геологические формации Монголии. Тр. ССМНИГЭ. М.: «Шаг», 1995. 180 с.
- [2] Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
- [3] Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г. и др. Тектоника Монголии // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 125–138.
- [4] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Тр. ССМНИГЭ. М.: Наука, 1990. 240 с.
- [5] *Леонов М.Г.* Внутриплитные зоны концентрированной деформации в структуре подвижных поясов и платформ // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 161–163.
- [6] *Ярмолюк В.В.* Позднепалеозойский рифтогенез и проблемы батолитообразования в Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 158–159.
- [7] Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov G., Sandaar M. Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai – Tien Shan connection // Earth and Planetary Science Letters. 1996. Vol. 140. P. 67–82.
- [8] *Dejidmaa G., Badarch G.* Summary of pre-accretionary and accretionary metallogenic belts of Mongolia // Geodynamics and metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits / Eds. R. Seltmann, O. Gerel, D. Kirwin. London: CERCAMS, 2005. P. 25–30.
- [9] Tomurtogoo O. Tectonics and evolution of Mongolia // Geodynamics and metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits / Eds. R. Seltmann, O. Gerel, D. Kirwin. London: CERCAMS, 2005. P. 1–5.

### ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИКРОКОНТИНЕНТОВ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ПЕРВОЕ ОБОБЩЕНИЕ)

Е.Ф. Летникова\*, И.А. Вишневская\*, С.В. Вещева\*\*, Н.В. Дмитриева\*, И.А. Прошенкин\*

\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, efletnik@igm.nsc.ru \*\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В пределах Палеоазиатского океана выделяются тектонические структуры с породами древней континентальной коры в основании – микроконтиненты. К ним в настоящий момент многими российскими и зарубежными геологами, на основе современных петрологических и изотопных исследований, уверенно относятся Тувино-Монгольский, Дзабханский, Кокчетавский, Улутаусский, Актау-Моинтинский блоки. Изотопно-геохимическое изучение осадочных отложений чинчиликской и мугурской свит, проведенное нами в последнее время, также позволяет отнести к этой группе террейнов Сангиленский блок, где аркозы и рециклированные отложения накапливались в обстановках континентальной окраины с модельным возрастом пород питающих провинций, равным 1.8 млрд лет. Мнения об отнесении других блоков к этому типу остаются спорными, и на них пока свое внимание останавливать не будем. Итак, традиционно микроконтиненты рассматриваются как фрагменты единого ранее суперконтинента, дрейфующие в дальнейшем в пределах палеоокеана в сопряженных бассейнах. Соответственно, в истории развития осадочных комплексов этих структур должны прослеживаться общие тенденции. Проведенные нами геологические, геохимические и изотопные (Sm-Nd, Sr, C, O) исследования позволяют провести первые сопоставления неопротерозойских и венд-кембрийских осадочных отложений рассмотренных микроконтинентов (таблица).

На первый взгляд, для всех осадочных серий изученных микроконтинентов типичны аркозы и рециклированные осадки, образовавшиеся в результате разрушения кислых пород во внутриплитных обстановках или на окраинах континентов. Также предполагается синхронное накопление венд-кембрийских карбонатных отложений в пределах этих структур. Однако при детальном геологическом и изотопно-геохимическом исследовании отложений микроконтинентов можно заключить, что все они имеют собственную индивидуальную историю и локальные источники сноса вне крупных континентов и их шельфов, причем не только венд-кембрийские, что было ожидаемо, но и рифейские. Для последних большую роль играл процесс рециклинга, и, являясь переотложенными осадками второго цикла, они наследовали свои изотопно-геохимические характеристики от более древних осадочных пород и не отражали существующие на момент формирования обстановки седиментогенеза и состав питающих провинций. Ярким примером этого служат рифейские рециклированные отложения (филлиты) Дзабханского микроконтинента, которые накопились в локальном бассейне в результате переотложения пород бумбугерского комплекса Байдарикского метаморфического комплекса, входящего в состав фундамента этого микроконтинента.

Сопоставление рассмотренных венд-кембрийских осадочных серий микроконтинентов с одновозрастными отложениями юга Сибирской платформы показало отсутствие синхронности накопления осадков в пределах ее обширного шельфа и отдельно взятых шельфов рассмотренных мелких континентальных блоков. Осадконакопление в обстановках пассивной континентальной окраины раньше началось на отдельных блоках в пределах океана, а не в краевых частях Сибирской платформы. Следы вендских оледенений более широко и явно проявлены только в пределах Тувино-Монгольского и Дзабханского блоков и слабо в пределах Сибирской платформы. В кембрийских отложениях юга Сибирской платформы повсеместно отмечены горизонты туффитов, источниками которых послужил базитовый магматизм. В одновозрастных отложениях микроконтинентов они отсутствуют. Аналогии в осадконакоплении в довендский период не очевидны и указывают на накопление в пределах локальных блоков вне связи с

ΓO	океана на осі	нове литологическі	их и изотопно-гео	химических иссле	дований (по матеј	риалам авторов)			
			Тувино- Монгольский	Дзабханский	Кокчетавский	Улутаусский	Актау- Моинтинский	Сангилен	Юг Сибирской платформы
Ħ		аркозы	натровые (Na)	редко (К)	калиевые (К)	K, K-Na		K, K-Na	калиевые (К)
0		вакки							
		базитовая	по всему	верхняя часть		Редко по всему			
B		пирокластика	pa3pe3y	pa3pe3a		paspesy			
E	-nddəw	рециклир. осадки	редко						
HF	генные		Гарганская	Породы	Кислые породы	Кислые породы,	Кислые	Кислые	Кислые породы
٦.	-әжопто	источники сноса	глыба	бумбугерской		базиты для	породы	породы	
V	ния		сархойская	серии, базиты		пирокластики			
			серия	для пирокласт.					
			Дунжугурский комплекс						
		геодинамические	активная конт.	внутриплитные,	внутриплитные,	внутриплитные,	пассивная окр.,	континент.	внутриплитные,
		обстановки	окраина	пассивная окр.	пассивная окр.	пассивная окр.	внутриплитные	окраина	пассивная окр.
	карбонатнь	le Bo3pacT	1250 млн лет	$\sim 800$ MJH Jet					
	винэжопто	пит. провинц.	кислые пор.	кислые породы					
	тиллиты, с	остав обломков	Оледенение	Кислые вулкан.,	$\partial H$	He	He	He	Осадочные
			Морино,	ПШ граниты,	обнаружено	однаружено	онажалов	обнаружено	породы
			мраморы	осадоч. пор.	4 4				4
	-nddəw	аркозы	K, K-Na	V-K $E-Na$					калиевые (К)
_	генные	вакки							
	-әжоито	базитовая							E
ı.	вин	пирокластика							
Ψ		рециклир. осадки		Λ					редко
_		источники сноса	Кислые породы	V – байдарагин-					Кислые породы,
_				ская серия С Na кисти					базиты для
_				Вулканиты					
_		геодинамические	пассивная	V – пассивная					V- пассивная
_		обстановки	окраина	€ – активная (!?)					Е – активная
_	карбонатнь	ue Bo3pact (Sr-	600-510	590-560 млн.лет	В работе	Не пригодны	В работе	В работе	
_	винәжосто	хемостратигр.)	МЛН.ЛСТ	550-520 млн.лет					550-520 млн лет
_		пит. провинции	Основные у/о породы	кислые породы	кислые породы	кислые породы			кислые породы

крупными континентами, хотя, возможно, более детальное изучение терригенных отложений первого и второго циклов позволит «собрать» эти континентальные блоки в единую структуру. В настоящий момент свидетельств этому нет.

Таким образом, проведенный анализ геологических и изотопно-геохимических особенностей венд-кембрийских осадочных отложений Тувино-Монгольского, Дзабханского, Кокчетавского, Улутаусского, Актау-Моинтинского древних континентальных блоков показал их индивидуальность, т.е. осадочные бассейны, приуроченные к этим структурам, развивались вне связи с друг другом и крупными континентами. Рифейский уровень осадконакопления в пределах этих блоков достаточно разнообразен и на данный момент исследований прямая корреляция отдельных блоков между собой и кратонами не очевидна. Возможно, что более детальное изучение рециклированных осадков и пирокластики и определение геодинамических обстановок формирования рифейских вулканитов (рифтогенные или островодужные) в пределах этих структур позволят ответить в дальнейшем на этот вопрос более однозначно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-01030), Президиума СО РАН (проект № 19), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11 и научных школ (НШ-7422.2010.5).

#### КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ИХ ПРИРОДА

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

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

Комплексы метаморфических ядер представляют собой структуры, характеризующиеся своеобразным строением и взаимоотношением с окружающими образованиями. Впервые они были выделены в Северо-Американских Кордильерах в 80-х годах двадцатого столетия [1]. В Центральной Азии комплексы метаморфических ядер были установлены практически одновременно в начале 90-х годов прошлого столетия в Забайкалье и Восточном Китае [2, 3].

К настоящему времени комплексы метаморфических ядер либо сопровождающие их явления установлены на обширной территории Центральной Азии, охватывающей Забайкалье, Монголию и северо-восток Китая [4–6]. Они наложены на разновозрастные структурные комплексы Центрально-Азиатского подвижного пояса, сформированные в различных геодинамических режимах, а также на Северо-Китайский кратон. Наиболее ярко комплексы выражены в складчатых сооружениях Забайкалья и Северо-Китайском кратоне. Между ними располагается область, характеризующаяся широким развитием грабенов и полуграбенов, выполненных раннемеловыми образованиями. На этой территории отмечаются единичные находки комплексов метаморфических ядер.

Структурно-геологические, петрологические и изотопные данные убедительно показывают, что комплексы метаморфических ядер Забайкалья имеют позднемезозойский возраст (133–119 млн лет). Появление этих структур было обусловлено коллапсом позднемезозойского орогена, который возник в результате раннемезозойских аккреционно-коллизионных событий, связанных с закрытием Монголо-Охотского океана. Утолщение континентальной коры в орогене способствовало усилению теплового потока и повышению пластичности в низах коры. Это предопределило неустойчивость орогена и его растекание, что привело к возникновению регионального растяжения и срывов. Геологическим выражением смены тектонического режима и начавшегося орогенного коллапса служат сбросы – сначала вязкие, затем хрупкие. Смещение по пологим вязким сбросам означает тектоническую денудацию с утонением коры в сочетании с изостатической компенсацией. Эти процессы способствовали выводу на поверхность образований среднекорового уровня и формированию комплексов метаморфических ядер кордильерского типа с комплементарными им рифтовыми впадинами [4].

Большую часть Северного Китая занимает Северо-Китайский кратон. С севера к нему примыкают складчатые сооружения герцинид, а с юго-востока он отделяется узкой складчатой зоной Дайбешань-Сулу от кратона Янцзы. Преобладающая часть выделяемых в настоящее время комплексов метаморфических ядер тяготеет к Северо-Китайскому кратону. Их формирование произошло в позднем мезозое (130-110 млн лет). Из всего разнообразия комплексов метаморфических ядер наибольшая информация о строении имеется для комплексов Ляонин-Ванфу и Хухот. Первый располагается на Ляодунском полуострове. Детачменты его, разделяющие нижнюю и верхнюю плиты, имеют погружение на запад и восток. Нижняя плита сложена архейскими метаморфитами и синкинематическими интрузиями раннего мела. Верхняя плита сложена слабодеформированными неопротерозойско-раннепалеозойскими осадочными породами, которые перекрыты раннемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями наддетачментового бассейна. Сбросовые смещения по детачментам имеют противоположные направления, т.е. на запад и на восток соответственно. Комплекс ядра Хухот расположен в 400 км к северу от Пекина. Он наложен на структуры складчато-надвигового пояса Уиншан юрскомелового возраста [7]. Его детачмент имеет пологое погружение к югу и изогнут в сопряженные анти- и синформную складки. Смещение по детачменту направлено к югу.

На формирование комплекса метаморфического ядра Ляонин-Ванфу существует несколько точек зрения. Согласно одной из них, комплекс формировался в результате ротации Ляонинско-Корейского блока по часовой стрелке в раннемеловое время. Эти же движения оказали существенное воздействие на становление впадины Сунляо. Однако большего внимания заслуживают построения, в которых учитывается субдукционное влияние Тихоокеанской плиты на тектоническую перестройку литосферы Северо-Китайского кратона [8]. Эти процессы привели к деструции кратона с вовлечением его в складчато-надвиговые деформации. Контракционная деформация началась в перми и продолжалась до раннего мела, т.е. охватывает временной интервал около 130 млн лет [9]. Процессы сжатия привели к утолщению коры до 47–50 км, что вызвало изостатическое поднятие утолщенной коры и возникновение в ней слоя с пониженной вязкостью за счет частичного плавления. Это предопределило формирование орогена и последующее его растяжение. С этих же позиций наилучшее объяснение получает комплекс Хухот.

Сравнительный анализ комплексов метаморфических ядер Забайкалья и Северного Китая показал, что по особенностям строения, структурно-кинематическим признакам, а также по времени формирования они обладают сходными признаками. Отличие состоит в том, что их становление происходило на континентальной коре, с различной предысторией геологического развития. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья формировались на коре, возникшей в результате палеозойско-мезозойских этапов тектогенеза, а в Северном Китае – на коре кратонного типа, консолидированной в палеопротерозое и вовлеченной в мезозойскую деструкцию.

Возможную природу становления комплексов метаморфических ядер Центральной Азии можно представить в следующем виде. В Забайкальском сегменте в позднем мезозое закрылся Монголо-Охотский океан, что привело к формированию коллизионного орогена. Синхронно с этими событиями в процессе субдукции Пацифики под Северо-Китайский кратон происходит деструкция кратона и формирование интракратонного орогена. В результате совместного воздействия создались условия для формирования обширного Монголо-Охотского орогена, охватившего территорию Забайкалья, Монголии и Северного Китая. Возникшая утолщенная кора орогена была близка к критическому состоянию, при котором в низах коры создаются условия для формирования пониженной вязкости и, возможно, эклогитизации, которые могут приводить к деламинации коры и пластическому течению. Такие процессы создают условия для коллапса орогена.

По многочисленным данным в развитии коллизионных сооружений вслед за этапом сжатия, утолщения и изостатического поднятия земной коры следует этап ее растяжения и утонения (орогенный коллапс) [10]. Трактовка этой последовательности принята большинством исследователей и предполагает, что коллапс – это гравитационное расползание орогена. Расползанию способствует разогрев и частичное плавление утолщенной при коллизии континентальной коры с образованием в ней слоя с пониженной вязкостью. Такое расползание фиксируется в Тибете и в Альпах. При этом в Альпах установлено, что растяжение в центральных зонах орогена (Пьемонтской, Бриансонской) началось 20 млн лет назад и длительное время сосуществовало со складчато-надвиговыми деформациями сжатия на периферии горных сооружений.

Уже на ранних этапах исследования комплексов метаморфических ядер стало ясно, что их формирование происходит в режиме растяжения коллапсирующих коллизионных сооружений [11]. Позднее было убедительно показано, что связь коллизии (с присущим ей сжатием) с возникновением комплексов метаморфических ядер, формирующихся в условиях растяжения, закономерна. На примере ряда регионов (Гималаи–Тибет, Кордильеры Северной Америки, Турецко-Иранское плато) видно, что вслед за эпизодами сжатия и формирования орогена, хотя и со значительным перерывом во времени, проявляется «ядерный» тектогенез.

Современные представления позволяют рассматривать такую последовательность как свидетельство постколлизионного коллапса. Действительно, коллизионные события (утолщение коры, метаморфизм, магматизм, складчатые процессы) отделены от эпизодов растяжения и формирования метаморфических ядер паузой от 60–70 млн лет (Турецко-Иранское плато) до 40–12 млн лет (Гималаи и Тибет). Вместе с тем в последние годы появляются сведения о синорогенном коллапсе коллизионных сооружений, т.е. таких обстановок, когда коллизия еще не завершилась, а распад коллизионных систем уже начался. В этом случае уместен пример с Гималаями, где коллизия еще не закончилась, но постколлизионный характер метаморфических ядер достаточно очевиден. Близкие явления отмечаются и для комплексов метаморфических ядер Центрально-Азиатского региона, где интервал между режимами сжатия и растяжения ми-

нимальный либо частично перекрывается.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-01005) и Программы фундаментальных исследований РАН-СО РАН № 9 (проект 9.3).

- [1] Cordilleran metamorphic core complexes / Eds. M.D. Crittendon, P.J. Coney, G.H. Davis. Geological Society of America Memoir 153. 1980. 486 p.
- [2] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.И., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // Доклады АН. 1994. Т. 339, № 1. С. 83–86.
- [3] Yang Z.Z., Meng Q., Gang J., Han X. The metamorphic core complex structure in south Liaoning // Liaoning Geology. 1996. Vol. 13. P. 241–250 (in Chinese with English abstract).
- [4] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во РИНЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 192 с.
- [5] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of Geological Society, London. 2008. Vol. 165. P. 405–421.
- [6] Liu J.L., Ji M., Shen L., Guan H.M., Davis G.A. Early Cretaceous extensional structures in the Liaodong peninsula: Structural associations, geochronological constraints and regional tectonic implications // Earth Sciences. 2011. Vol. 54, № 6. P. 823–842.
- [7] Zheng Y., Davis G.A., Wang C., Darby B.J., Hua Y. Major thrust sheet in the Daqing Shan Mountains Inner Mongolia, China // Science in China Series D: Earth Sciences. 1998. Vol. 41, № 5. P. 553–560.
- [8] Lin W., Faure M., Mone P., Schärer U., Panis D. Mesozoic extensional tectonics in Eastern Asia: The South Liaodong peninsula metamorphic core complex (NE China) // Journal of Geology. 2008. Vol. 116. P. 134– 154.
- [9] Zhang C.H., Li C.M., Deng H.L., Liu Y., Liu L., Wei B., Li H.B. Mesozoic contraction deformation in the Yanshan and Taihang mountains and its implications to the destruction of the North China craton // Earth Sciences. 2011. Vol. 54, № 6. P. 798–822.
- [10] Dewey J.F. Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
- [11] Coney P.J., Hrams T.A. Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic relics of Mesozoic compression // Geology. 1984. Vol. 12, № 9. P. 550–554.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНИХ И КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ ЧЕХЛА ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

#### В.А. Макрыгина, А.М. Фёдоров

#### Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

В обрамлении Гарганской глыбы и ее чехле развиты вулканиты, дайки и пирокластика среднего и кислого состава. Они относятся к дунжугурской и сархойской сериям неопротерозойского возраста (раннебайкальский и позднебайкальский этапы по А.Б. Кузьмичеву [1]). Сложная покровно-надвиговая тектоника привела к разобщенности их выходов, и только геохимические данные помогают установить принадлежность пород к той или иной серии. Нами изучен разрез кислых вулканитов по правому борту ручья Хойто-Гарган, имеющий видимую мощность около 2 км.

Снизу вверх по склону углеродистые серицит-кварцевые сланцы и кварц-карбонатные породы сменяются плагиопорфирами с вкрапленниками олигоклаза и тонкозернистой основной массой с участками сферолитовой структуры (раскристаллизованное стекло). Выше около 300 м идут К-Na порфиры, сильно пелитизированные, иногда с прослоями пирокластики, включающей обломки сростков вкрапленников в кварц-полевошпатовой массе с оскольчатым кварцем. Далее опять наблюдаются плагиопорфиры с редкими прослоями доломитов и серицит-кварцевых сланцев. Все породы метаморфизованы в серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

На классификационной диаграмме плагиопорфиры ложатся в поля дацитов-риолитов, образуя ветви пониженной и нормальной щелочности в интервале содержаний кремния 63–70 мас. % (рис. 1). Калишпатовые порфиры образуют компактный рой в поле риолитов (73.0–74.5 мас. % SiO<sub>2</sub>). Дунжугурские вулканиты занимают поля андезитов и андезибазальтов, а сархойские вулканиты – от андезитов до риолитов [1], совпадающих с точками плагиопорфиров пониженной щелочности. На диаграмме Rb – (Y+Nb) все вулканиты попадают в поле островодужных пород, хотя калиевые порфиры Хойто-Гаргана находятся на границе с полем внутриплитных гранитоидов.



Рис. 1. Положение вулканитов и тоналитов на диаграмме SiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O. l-2 – плагио- и калиевые порфиры рч. Хойто-Гарган; 3 – дунжугурские андезиты; 4-5 – сархойские плагио- и калинатровые порфиры; 6 – сумсунурские тоналиты (3-5 по [1], 6 – по [2]).



Рис. 2. Спайдердиаграммы средних составов вулканитов и тоналитов: *а* – дунжугурские (1) и сархойские (2) андезиты; *б* – плагиопорфиры Хойто-Гаргана (1) и сархойские (2), 3 – тоналиты Сумсунурского массива [2]; *в* – калишпатовые порфиры Хойто-Гаргана (1) и сархойские (2). Нормированы по верхней континентальной коре [3]. Данные по дунжугурским и сархойским вулканитам приведены по [1].

На спайдердиаграммах средние составы сархойских андезитов значительно отличаются от дунжугурских более высокими содержаниями REE, Zr, Ti и низкими Co, Ni, Cr, V, но и те, и другие соответствуют островодужным породам: дунжугурские – более юным, а сархойские – развитым островным дугам (рис. 2, *a*).

Плагиоклазовые порфиры рч. Хойто-Гарган очень близки по составу к тоналитам Сумсунурского батолита, отличаясь лишь более низкими содержаниями REE и Ti, несколько более высоким калием и низким барием, что может быть следствием дифференциации расплава. Сархойские плагиопорфиры характеризуются очень низкими концентрациями K, Rb, Ba и Sr. Калиевые порфиры рч. Хойто-Гарган также при всем сходстве с сархойскими ортофирами имеют очень низкие содержания REE, U и Th, что свидетельствует о разных источниках магм.

Таким образом, порфиры рч. Хойто-Гарган по геохимическим особенностям отличаются от дунжугурских андезитов, хотя по макросоставу продолжают серию пород нормальной щелочности от андезитов до дацитов и риолитов островодужной природы. Гораздо больше наблюдается сходства с сархойскими средними и кислыми вулканитами и сумсунурскими тоналитами. Эти породы принято считать дайками третьей фазы сумсунурского комплекса, но присутствие пирокластики и одновременно наличие прослоев сланцев и карбонатных пород иркутной свиты, а также структуры пород свидетельствуют о субвулканической и отчасти вулканической природе этих порфиров. Возможно, две ветви порфиров по уровню щелочности и разница в содержаниях высокозарядных элементов в калиевых порфирах связаны с различными порциями расплава и его разной эволюцией.

Исследования проведены при поддержке РФФИ, грант № 11-05-00515\_а, и Интеграционного проекта СО РАН № ОНЗ-9.3.

- [1] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и каледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- [2] Гребенщикова В.И. Геохимия фанерозойских гранитоидных батолитов Восточной Сибири и их роль в формировании золотого оруденения: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2004. 396 с.
- [3] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

#### НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ КУЛТУКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2008 г. С *M*<sub>w</sub>=6.3 (ЮЖНЫЙ БАЙКАЛ)

В.И. Мельникова\*, Н.А. Гилева\*\*, С.С. Арефьев\*\*\*, В.В. Быкова\*\*\*

\*Иркутск, Институт земной коры CO PAH, vimel@crust.irk.ru \*\*Иркутск, Байкальский филиал ГС СО PAH, nagileva@crust.irk.ru \*\*\*Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта PAH, sserg@ifz.ru

Сильное Култукское землетрясение 27 августа 2008 г. с  $M_w$ =6.3 и его многочисленные афтершоки подтвердили исторические данные о высоком сейсмическом потенциале Южной котловины озера Байкал. После сравнительно недавнего Южнобайкальского землетрясения 1999 г. с  $M_w$ =6.0 стадия накопления упругой потенциальной энергии в недрах этого района длилась девять лет, а сейсмичность в основном имела рассеянный характер.

Результаты оперативного обследования Култукского землетрясения приведены в ряде публикаций [2, 3, 5]. В настоящей работе представлена краткая информация о материалах исследования окончательной базы сейсмологических данных, полученных с помощью временных цифровых сейсмических станций, установленных вблизи эпицентральной зоны землетрясения сотрудниками Института физики Земли РАН и Байкальского филиала ГС СО РАН. До конца 2008 г. в результате совместной работы стационарных и временных сейсмических станций было зарегистрировано 1800 афтершоков с энергетическим классом  $K \ge 4$ .

Определение пространственных координат Култукского землетрясения с учетом скоростной модели коры, полученной по наблюдениям локальной сети станций, позволило уточнить положение эпицентра, который по сравнению с данными международных агентств (ISC, NEIC и др.) значительно сместился в юго-западном направлении к борту впадины. Активизация затронула только часть генерального разлома, приближенного к юго-западному берегу озера, и более мелкие внутривпадинные структуры. Деструкция земной коры осуществлялась по классическому сценарию: эпицентры афтершоков трассировали северо-западное и северо-восточное направления, что не противоречит общим закономерностям формирования и взаимного расположения систем сопряженных разрывов, образующихся в процессе разрушения горных пород.

Изменения во времени параметров сейсмического режима при Култукской последовательности событий оказались достаточно типичными – сейсмическая активность быстро спадала, слегка осциллируя (уже в ноябре отмечались лишь единичные толчки с энергетическим классом  $K \leq 8$ ). Картирование сейсмической активности [1] показало, что область вблизи эпицентра землетрясения характеризуется малым значением дробности среды, что соответствует преобладанию в распределении относительно больших событий. В целом график повторяемости указанной последовательности землетрясений, рассчитанный по представительным данным ( $K \geq 7$ ), показал те же значения, что и для всего Прибайкалья ( $\gamma = -0.51 \pm 0.01$ ).

Использование кластерного анализа [1, 6] позволило выделить в эпицентральном поле рассматриваемой активизации сосредоточенную и рассеянную компоненты, тем самым удалось установить ее главные закономерности: 1) основной толчок располагался на периферии облака сосредоточенной составляющей; 2) в поле афтершоков выделилось три главных кластера – два к северо-западу от эпицентра Култукского землетрясения, один – к юго-востоку, на значительном удалении от него.

В целом, кластеризация афтершоков, так же как и карты дробности, отразила сложный характер вспарывания в очаге землетрясения, о чем свидетельствует и распределение в коре гипоцентров землетрясений, глубины которых установлены с высокой точностью (стандартные ошибки их определений не превышали  $\delta h \pm 1.2 \kappa m$ ). Процесс разрывообразования, начавшись со сдвиго-сбросовых и сбросо-сдвиговых смещений в очагах главного толчка и его самых сильных афтершоков, распространялся в северо-западном направлении, в основном снизу вверх. В вертикальных разрезах вдоль профилей «AB» и «CD», построенных на основе карты плотности



Карта плотности эпицентров афтершоков Култукского землетрясения (*a*) и их гипоцентральное поле в вертикальных разрезах земной коры вдоль профилей AB и CD (*c*). На правом верхнем рисунке ( $\delta$ ) штриховым контуром показан район исследования; изолинии на карте (*a*) оконтуривают области, где количество эпицентров на 1 км<sup>2</sup> варьируется от 2 до 35; звездочкой обозначен эпицентр и гипоцентр главного толчка на карте (*a*) и на схеме (*c*) соответственно.

эпицентров (рисунок, *a*, *б*), выделяются зоны повышенной концентрации гипоцентров (рисунок, *c*), круто падающие в разрезе «АВ» на северо-запад, в разрезе «CD» – на юго-запад и северо-восток (зона с более мелкими очагами). Особенности гипоцентрального поля афтершоков свидетельствуют о наличии в земной коре Южного Байкала мелкомасштабных субвертикальных структурных нарушений, существование которых косвенно подтверждается и крутым (в 41 % случаев) падением плоскостей разрывов в очагах землетрясений с установленными фокальными механизмами.

В дальнейшем отдельные сейсмические события произошли к юго-востоку от главного толчка (этот район находится вне поля рисунка, *a*, и общее падение зоны деструкции земной коры при землетрясении изменилось на юго-восточное, при этом проявился фрагментарный характер активизации прибортового разлома.

Реконструкция сейсмотектонических деформаций по данным о механизмах очагов афтершоков показала, что эпицентральная зона сильного землетрясения сформировалась в режиме транстенсии с субмеридиональными растягивающими усилиями. Небольшие вариации деформационных параметров, отмеченные в отдельных группах толчков, обусловлены, по всей вероятности, локальными особенностями сейсмоактивных объемов коры. Новые материалы подтверждают результаты предыдущих исследований напряженно-деформированного состояния земной коры Южного Байкала [4] и позволяют с определенной долей уверенности говорить об устоявшихся характеристиках регионального поля тектонических напряжений, связанного с генеральными структурными нарушениями.

Анализ материалов наблюдений стационарных и временных сейсмических станций показал сложный процесс деструкции земной коры при Култукской последовательности толчков. Большинство гипоцентров афтершоков располагалось в пределах 8–14 км, а наибольшая их концентрация наблюдалась в блоках земной коры, имеющих крутое падение. Распределение основных кластеров Култукской активизации выявило тектоническую активность областей, в которых за инструментальный период наблюдений (с 1960 г.) отмечался дефицит сейсмических событий. Механизмы очагов землетрясений в основном имели сбросо-сдвиговый или сдвигосбросовый характер. Очевидно, что геодинамические условия формирования рассмотренной активизации обусловлены комплексом причин, среди которых основными являются строение земной коры и верхней мантии, структурное положение района исследований и, как следствие, напряженно-деформированное состояние среды.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 11-05-00361) и программы Президиума РАН № 16.8.

- [1] Арефьев С.С. О картировании основных параметров сейсмического режима. Оценка эффекта сильных землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии. 1989. Вып. 30. С. 4–14.
- [2] Арефьев С.С., Быкова В.В., Гилева Н.А., Масальский О.К., Матвеев И.В., Матвеева Н.В., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008. Т. 35, № 4. С. 5–15.
- [3] Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Радзиминович Н.А. К вопросу об условиях генерации сильных землетрясений в Южном Байкале // Доклады АН. 2009. Т. 429, № 3. С. 393–397.
- [4] Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г. Сейсмичность и сейсмотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44–62.
- [5] Радзиминович Я.Б., Имаев В.С., Радзиминович Н.А., Ружич В.В., Смекалин О.П., Чипизубов А.В. Эффекты Култукского землетрясения 27 августа 2008 года с M<sub>w</sub>=6.3 в ближней к эпицентру зоне: результаты макросейсмического обследования // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36, № 1. С. 56–71.
- [6] Шебалин Н.В., Арефьев С.С., Васильев В.Ю., Татевосян Р.Э. От сейсмичности площадей к структуре сейсмичности // Физика Земли. 1991. № 9. С. 20–28.

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АРГУНСКОГО ТЕРРЕЙНА В ВЕНД-РАННЕКЕМБРИЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Д.В. Метелкин\*\*\*, И.В. Гордиенко\*\*\*, Л.И. Ветлужских\*\*\*, Н.Э. Михальцов\*

\*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН \*\*Новосибирск, Новосибирский государственный университет \*\*\*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru

В Приаргунье, на территории Забайкальского края и смежных районов Китая, распространены разновозрастные геологические комплексы, объединяемые в составе Аргунского террейна (Приаргунского массива или микроконтинента). Его традиционно рассматривают как часть эпипалеозойского Амурского супертеррейна, столкновение которого со Становой окраиной Сибирского кратона в позднем мезозое повлекло за собой формирование складчатопокровных структур Монголо-Охотского пояса [1, 2]. Фундамент террейна составляют докембрийские метаморфические породы с гранитоидами палеопротерозойского возраста. Перекрывающий плитный комплекс начинается вендскими слоями, имеет ярусное строение, довольно интенсивно дислоцирован и прорван разнообразными интрузиями. Границы Аргунского микроконтинента определяют по-разному. С севера и северо-запада он ограничен палеозойскими океаническими комплексами Агинской и Пришилкинской зон [3]. Каледонские и герцинские сооружения Центральной, Южной и Внутренней Монголии на юге и юго-востоке микроконтинента отделяют его от Северо-Китайского кратона. На крайнем юго-западе примыкают структуры Центрально-Монгольского и Южно-Гобийского массивов, во многом аналогичные Приаргунскому. На противоположной северо-восточной окраине также расположены кристаллические комплексы докембрия, известные как Гонжинский и Мамынский выступы. Сходство геологического строения, по мнению ряда исследователей, позволяет рассматривать обозначенные блоки в раннем палеозое в составе единого Керулено-Аргун-Мамынского составного террейна [4]. Однако существующие геолого-геофизические материалы не позволяют достоверно обосновать додевонскую тектоническую историю Аргунского микроконтинента. Неясны его палеогеографическое положение, принадлежность обозначенным композитным блокам, связь с Сибирским палеоконтинентом, время заложения и этапы развития прилегающего Агинского палеоокеанического бассейна, многие другие тектонические аспекты. Существующие палеомагнитные данные для составных фрагментов Амурского супертеррейна немногочисленны. Полученные первые оценки для рубежа венда и кембрия позволяют предполагать их приэкваториальное положение между Сибирским и Северо-Китайским палеоконтинентами [5, 6]. Объектом наших исследований стали базальные – вендские (белетуйская свита) и раннекембрийские (быстринская свита) – слои плитного комплекса Аргунского микроконтинента.

Быстринская свита представлена чередованием массивных доломитов, слоистых известняков, содержащих небольшие прослои глинистых, углисто-глинистых сланцев и известковокремнистых пород. Карбонатные породы содержат обильную фауну археоциат, трилобитов, брахиопод, гастропод, онколитов, микрофитолитов и строматолитов. Из опробованных слоев быстринской свиты вблизи п. Георгиевка ( $51.4^{\circ}$  с.ш.,  $119.4^{\circ}$  в.д.) собрана скелетная фауна, характерная для конца атдабанского – начала ботомского века [7]. По имеющимся данным формирование свиты может соответствовать интервалу 529-517 млн лет назад. Несмотря на кажущееся отсутствие следов сильных деформаций (границы слоев ровные, хорошо прослеживаются, сохраняют относительно пологий – до  $40^{\circ}$  – наклон), по биостратиграфическим наблюдениям залегание часто опрокинутое. Все образцы (58 образцов из 6 точек) прошли полный цикл ступенчатого размагничивания до 140 мТл. Направление регулярной компоненты намагниченности устанавливается при размагничивании до 60 мТл либо сохраняется до конца эксперимента. В отличие от исследований предшественников [6] во всех изученных образцах (за исключение маку) установленная компонента намагниченности имеет положительное наклонение век-

тора. Тест складки на уровне средних по обнажениям положительный, максимум кучности достигается при 89.8±7.4 % распрямления складки. Предполагая обратную полярность геомагнитного поля в изученном интервале кембрия, можно сделать вывод о том, что средний палеомагнитный полюс имеет координаты Plat =-45.3°, Plong= 153.9°, A<sub>95</sub>=4.5° и в пределах ошибок определения не отличается от раннекембрийских полюсов Сибири [8]. Координаты полюса на 45° отличаются от предварительных данных [6] по долготе, однако в установленном ранее палеомагнитном направлении существенная доля может принадлежать метахронной намагниченности [6]. Имеются определенные отличия от палеомагнитных данных для раннего кембрия других фрагментов Амурского супертеррейна [6], хотя в целом полюсы расположены в одной и той же области земного шара – в Индийском океане западнее Австралии. Совпадение Аргунского и Сибирского полюсов доказывает, что Аргунский микроконтинент около 525 млн лет назад мог находиться относительно Сибири в той же пространственной конфигурации, что и сегодня, т.е. представлять окраину палеоконтинента. Однако, учитывая сомнения в точности определения раннекембрийских полюсов (из-за отсутствия достаточной статистики качественной палеомагнитной информации как по Сибири, так и по Приаргунью), можно предполагать существование между ними океанического бассейна, но размеры этого бассейна не могли быть велики.

Белетуйская свита включает тонкослоистые алевролиты, алевропесчаники, аргиллиты, прослои и линзы известняков, доломитов, редкие горизонты туфов. Она несогласно перекрывает метаморфический комплекс основания микроконтинента и подстилает быстринскую свиту. В карбонатных породах свиты найдены микрофитолиты и строматолиты, стратиграфическая значимость которых дискуссионна [7], а возраст отложений предполагается в интервале 600 -535 млн лет. Для палеомагнитного анализа опробованы известняки и породы вулканомиктового состава (всего 34 образца из 4 точек) в районах п. Ивановка (51.3° с.ш., 119.5° в.д.) и п. Михайловка (51.2° с.ш., 119.5° в.д.). Для установления среднего направления регулярной компоненты намагниченности в туфах белетуйской свиты использован комбинированный анализ [9], поскольку ортогональные диаграммы по результатам чистки часто трудноинтерпретируемы, но на стереограммах отражено смещение вектора вдоль дуги большого круга. Намагниченность известняков значительно стабильнее, и направление регулярной компоненты удается определить с помощью стандартных приемов компонентного анализа. Вне зависимости от используемой методики средние по точкам опробования палеомагнитные направления в стратиграфической системе координат различаются лишь в пределах ошибки. Тест складки положительный, максимум соответствует 105.4±8.2 % распрямления складки. Средний палеомагнитный полюс имеет координаты *Plat*=-41.8°, *Plong*=105.6°, *A*<sub>95</sub>=3.8° и уточняет данные, полученные ранее [6]. Рассчитанный полюс близок позднедокембрийским полюсам Приморья [6], а также венд-кембрийскому полюсу Тувино-Монгольского микроконтинента [10]. Это позволяет предполагать возможность объединения этих фрагментов в составе единого позднедокембрийского супертеррейна. Координаты Аргунского полюса также сравнимы с Сибирским полюсом. Хотя этот интервал траектории кажущегося движения полюса Сибири является предметом дискуссии, большинство из имеющихся палеомагнитных полюсов [11] удалены от Аргунского полюса незначительно.

Таким образом, представленный набор палеомагнитных данных доказывает, что Аргунский террейн в венде – раннем кембрии находился в экваториальной области земного шара (палеоширота от  $3.8^{\pm}5.1^{\circ}$  до  $11.1^{\pm}4.5^{\circ}$  ю.ш.), вблизи Сибирского палеоконтинента. Не исключено, что Аргунский террейн, наряду с другими докембрийскими кристаллическими блоками южного обрамления Сибири, составлял крупный композитный террейн, который не был отделен от Сибирской окраины, либо размеры разделяющего их бассейна были очень незначительны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00230).

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
- [2] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- [3] Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника.
2009. № 1. C. 39-58.

- [4] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999. 135 с.
- [5] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.
- [6] Бретитейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнитное изучение позднепротерозойских и раннекембрийских пород террейнов Амурской плиты // Физика Земли. 2007. № 10. С. 95–109.
- [7] Атлас фауны и флоры палеозоя-мезозоя Забайкалья / Ред. А.Н. Олейников. Новосибирск: Наука, 2002. 713 с.
- [8] Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth-Science Reviews. 2007. Vol. 82. P. 29–74.
- [9] *McFadden P.L., McElhinny M.W.* The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 87. P. 161–172.
- [10] Kravchinsky V.A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Harbert W.P. Paleomagnetism of the Precambrian Eastern Sayan rocks: Implications for the Ediacaran–Early Cambrian paleogeography of the Tuva-Mongolian composite terrane // Tectonophysics. 2010. Vol. 486. P. 65–80.
- [11] Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu. Siberia from Rodinia to Eurasia // Tectonics / Ed. D. Closson. Rijeka, Croatia: InTech, 2011. P. 103–136.

# КЕМБРИЙ И СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ЕРАВНИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.Р Минина\*, Л.И. Ветлужских\*, В.А. Аристов\*\*

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

Традиционно считается, что Еравнинская зона образована нижнекембрийскими отложениями олдындинской свиты. В результате исследований последних лет было показано, что в Еравнинской зоне наряду с раннепалеозойскими широким распространением пользуются среднепалеозойские отложения вулканитов [1–4].

Основной объем олдындинской свиты слагают вулканиты андезит-дацит-риолитового ряда, которые изучались многими исследователями. Дифференцированные вулканиты часто перемежаются с биогермными известняками. Новые геохимические и минералогические данные наиболее типичных представителей вулканических пород, составляющих основу раннекембрийского островодужного комплекса олдындинской свиты, были получены И.В. Гордиенко с соавторами [2]. По последним данным осадочно-вулканогенная олдындинская свита относится к раннему кембрию – среднему ордовику, что подтверждается обильной фауной археоциат, трилобитов и данными абсолютного возраста вулканитов [4].

В составе среднего палеозоя выделены четыре толщи, наиболее полно представленные в бассейне рч. Ульзутуй и по правобережью р. Кыджимит (снизу вверх):

 озернинская (S?) представлена кварц-полевошпатовыми песчаниками, трансгрессивно с базальными конгломератами залегающими на кембрийских вулканитах и раннепалеозойских гранитоидах. Мощность толщи 50 – 400 м;

2) кыджимитская  $(D_1)$  сложена зелеными вулканомиктовыми песчаниками, туфами, туфобрекчиями, туффитами с прослоями и телами плагиопорфиритов, дацитов, фельзитов. Конодонт *Panderodus cf. unicostatus Br. et Mehl*. Мощность до 800 м;

3) еравнинская (D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>) представлена светло-серыми калькаренитами, органогеннообломочными известняками с прослоями вулканомиктовых песчаников и туфов. Калькарениты содержат остатки тентакулит, брахиопод, криноидей, пелиципод, мшанок, кораллов, а также переотложенные археоциаты. Нижняя часть разреза охарактеризована комплексом конодонтов эмса. Мощность 200 – 300 м;

4) ульзутуйская (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>), нижняя часть образована пестроцветными полимиктовыми (вулканомиктовыми) песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, верхняя представляет собой микстит-олистостромовую толщу, содержащую многочисленные олистолиты кембрийских известняков и вулканитов. В нижней части найден конодонт Palmatolepis transitans Mull. (D<sub>3</sub>f<sub>1</sub>), а верхняя часть содержит тентакулиты, сине-зеленые и харовые водоросли, трубчатые сифонеи, строматопороидеи мшанки. Мощность от 300 до 1500 м.

Ульзутуйская толща занимает особое место в разрезе Еравнинской зоны. Она фиксирует становление варисской (предпозднепалеозойской) покровно-складчатой структуры, обусловленной тектоническим совмещением различных в формационном отношении нижне- и среднепалеозойских толщ. Таким образом, в Еравнинской зоне, наряду с раннепалеозойской вулканогенной олдындинской свитой, широко распространены среднепалеозойские отложения.

Предполагается, что Еравнинская зона в палеозое представляла собой длительно живущую активную континентальную окраину, в пределах которой были локализованы два структурно-формационных комплекса: каледонский (Є–О) и варисский (S?–С<sub>1</sub>). Первый был связан с развитием Забайкальского, второй – Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна.

[1] Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В. Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 24–26.

- [2] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.
- [3] 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.
- [4] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. Новые данные по геологии Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 54–56.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ БАЯНКОЛЬСКОЙ И ТАПСИНСКОЙ ОЛИСТОСТРОМ И ИСТОЧНИКИ ИХ СНОСА (ТУВА): КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

## А.А. Монгуш

Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных pecypcoв CO PAH, amongush@inbox.ru

Важным и необходимым условием в исследованиях олистостромовых комплексов считается выявление коренных структур, разрушение которых приводило к накоплению аллохтонного обломочного материала. В частности, это позволяет определить первичные пространственные соотношения источников сноса аллохтонного материала и областей накопления этого материала, что является актуальным для мозаично-блоковой структуры каледонид ЦАСП с широко распространенным вторичным (тектоническим) характером контактов смежных структур и обилием наложенных, в том числе рифтогенных, структур.

Один из наиболее представительных районов распространения кембрийских олистостром Центральной Тувы, ранее описанных как баянкольская свита, находится в среднем и нижнем течении р. Баян-Кол – правого притока р. Енисей [1, 2]. В процессе геологосъемочных работ в данном районе была закартирована вулканогенно-карбонатно-терригенная толща в виде четко выраженной синклинальной складки. Олистолиты представлены в основном известняками, которые ранее картировались как пласты и короткие линзы. Матрикс нижней части разреза баянкольской олистостромы состоит из существенно грубообломочных отложений с преобладанием конгломератов, которые вверх по разрезу перекрываются пачками песчаников, алевролитов, кремнистых аргиллитов с отдельными горизонтами конгломератов. В гальке конгломератов представлены гранитоиды, известняки, базальты, кремнистые породы, алевролиты, песчаники, фельзиты, туфы, при этом визуально в гальке преобладают гранитоиды. Из грубообломочного матрикса олистостромы на левобережье р. Баян-Кол геохимическими методами исследований были изучены образцы галек плагиогранитов и кварцевых диоритов. Эти породы по петрохимическому составу выделяются тем, что имеют очень низкие содержания K<sub>2</sub>O (0.35-0.88 мас. %) и низкие суммарные содержания щелочей (4.35–5.93 мас. %). Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные по хондриту, для большинства исследованных образцов характеризуют в целом более низкие содержания в них РЗЭ по сравнению с базальтами N-MORB и преобладание тяжелых лантаноидов над легкими и средними (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>= =0.4-0.6, Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.6-1.0). На спектрах распределения микроэлементов, нормированных по примитивной мантии, отмечается наличие отрицательных аномалий Nb, Ta, Ti и положительных аномалий Ba, U, K, Pb. Такой довольно специфический состав гранитоидов резко ограничивает количество возможных вариантов коренных источников их сноса и, по существу, указывает на единственный наиболее реальный источник – поздневендско-раннекембрийскую островодужную диорит-тоналит-плагиогранитную ассоциацию Ондумской зоны [3]. Для геохимической характеристики этой ассоциации были отобраны образцы плагиогранитов (левый берег р. Копто). Кроме того, из статьи С.Н. Руднева с соавторами были заимствованы представительные анализы гранитоидов данного типа, описанные как коптинский и байсютский диорит-тоналитплагиогранитные комплексы [3].

Сравнительный анализ гранитоидов из баянкольской олистостромы и островодужной ассоциации Ондумской зоны на диаграммах Харкера и спайдердиаграммах показал, что они не имеют значимых различий по петрохимическому составу, уровню концентраций микроэлементов и характеру их распределения. Это указывает на то, что коренные источники сноса галечных обломков баянкольской олистостромы представляют собой островодужную ассоциацию Ондумской зоны, которая слагала, по-видимому, фронтальную часть островной дуги.

Структурно-вещественные комплексы Каахемской аккреционной зоны, непосредственно с севера примыкающей к Ондумской зоне и традиционно описываемой как тапсинская свита ( $\epsilon_1$ ), представляют собой меланжево-олистостромовую ассоциацию [2, 4]. Матрикс тапсинской

олистостромы состоит из песчаников и алевролитов, разновеликие олистолиты сложены известняками, базальтами, андезибазальтами, кислыми эффузивами, кремнистыми породами, гипербазитами, габбро. Нами опробованы эффузивные олистолиты из небольшого участка олистостромы на правом берегу р. Тапса в 7–10 км выше с. Черби. Исследованные образцы разделяются на три группы: 1-я группа – это базальты с повышенными содержаниями Ті, умеренными – Al, Mg, щелочей (TiO<sub>2</sub>=2.02–2.90, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=14.99–15.23, MgO=5.49–6.37, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=1.42– 3.85 мас. %), близкими к E-MORB уровнем концентрации и спектрами распределения микроэлементов и  $\varepsilon_{Nd}(T)=5.6$ . Формирование базальтов было связано, вероятно, с существованием мантийного плюмового источника в обстановке океанического либо задугового магматизма; 2-я группа – андезибазальты с умеренными содержаниями Ті, повышенными – Al (TiO<sub>2</sub>=0.85– 1.01, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=16.57–20.41 мас. %), слабофракционированным характером распределения микроэлементов (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.8-1.1, Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=1.3-1.6, Th<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=1.1-1.8, Th<sub>N</sub>/Ta<sub>N</sub>=0.9-1.4, La<sub>N</sub>/Nb<sub>N</sub>=0.8-1.6) и  $\epsilon_{Nd}(T)=10.6$ . Образование андезибазальтов пока наименее ясно; они могут представлять собой продукты смешения магм из разных источников; 3-я группа – дациты с низкими содержаниями щелочей (Na<sub>2</sub>O=2.5–2.6, K<sub>2</sub>O=0.3–0.8), подобным N-MORB распределением и уровнем концентрации РЗЭ при LILE>HFSE, отсутствием или слабо выраженной Nb-Ta отрицательной аномалией (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.35-0.37, Ba<sub>N</sub>/La<sub>N</sub>>8, Th<sub>N</sub>/Ta<sub>N</sub>=3.1-4.1, La<sub>N</sub>/Nb<sub>N</sub>=0.4-1.6).

Низкощелочные дациты 3-й группы по геохимическому составу очень похожи на средние и кислые островодужные эффузивы ондумской (тумматтайгинской) свиты (V<sub>2</sub>- $\varepsilon_1^{-1}$ ) Ондумской зоны. Последние (бассейн р. Вади-Бала и междуречье Бай-Сют – Копто) характеризуются следующими особенностями состава: Na<sub>2</sub>O=2.4–6.5, K<sub>2</sub>O=0.01–0.10, La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.3–0.8, Ba<sub>N</sub>/La<sub>N</sub>= =0.8–2.7, Th<sub>N</sub>/Ta<sub>N</sub>=2.6–6.0, La<sub>N</sub>/Nb<sub>N</sub>=1.6–4.6. Таким образом, можно заключить, что и в тапсинской олистостроме присутствуют олистолиты, коренной источник которых находится в Ондумской зоне.

Баянкольская олистострома и ее коренные источники в девоне разделены Тувинским рифтогенным прогибом. Каахемская олистострома, возможно, унаследовала структуру задугового, ортогонального по отношению к дуге, Каахемского рифта.

- [1] *Берзин Н.А.* Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 3–11.
- [2] Меляховецкий А.А., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейсконижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 58–71.
- [3] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- [4] Берзин Н.А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 104–129.

# СХЕМА ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕВЕНДСКОЙ ЮНОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ТУВА, ЗАПАДНЫЙ САЯН)

# А.А. Монгуш

Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных pecypcoв CO PAH, amongush@inbox.ru

В раннекаледонских структурах Тувы и Куртушибинской зоны Западного Саяна присутствуют фрагменты офиолиотовой ассоциации, которая представляла фундамент океанической дуги [1] и/или является производной раннего спредингового этапа развития юной дуги [2], хотя имеются и другие точки зрения о геодинамической природе офиолитов Тувы. Возраст офиолитов, по данным геохронологических исследований, составляет около 570 млн лет [2, 3]. Вместе с тем в Ондумской зоне Таннуольско-Хамсаринской островной дуги (ТХОД) установлены существенно плагиогранитные [4, 5] островодужные комплексы (коптинский и байсютский) с возрастом соответственно около 563 и 537 млн лет, сформированные при плавлении базитов основания островной дуги [6]. Эти комплексы вмещаются ондумской вулканогенной свитой верхневендско-нижнекембрийского возрастного уровня, эффузивная часть которой преимущественно представлена низкощелочными риолитами и дацитами [7]. Плагиориолиты, натриевые дациты и их глубинные комагматы – плагиограниты и тоналиты – являются наиболее ранними кислыми магматитами энсиматических зон складчатых областей, включая цоколи современных островных дуг (о-вов Сайпан, Тонга, Фиджи, Алеутских) [8], т.е. имеются основания отнести формирование вышеуказанной вулканоплутонической ассоциации (ВПА) кислого состава к юной стадии развития ТХОД. В связи с этим возникает вопрос – связано ли формирование офиолитов и островодужной ВПА или они располагались по разные стороны зоны субдукции и офиолиты были аккретированы в процессе субдукции океанической коры в структуру преддугового аккреционного комплекса ТХОД? Ниже приводится обоснование принадлежности всех указанных ассоциаций к одной островодужной структуре юной стадии развития.

Преддуговая зона ТХОД была весьма обширной, ее ширина составляла многие сотни километров [9]. Сформированный в этой зоне аккреционный комплекс включает в себя пакет аллохтонных океанических и островодужных пластин Хемчикско-Куртушибинской зоны, покровно-чешуйчатую структуру в фундаменте Хемчикско-Сыстыгхемского прогиба, заполненного ордовик-силурийской молассой и выступающие среди последних крутые тектонические пластины, чешуи, клинья и т.п., представляющие собой выдавленные вверх фрагменты фундамента прогиба [9, 10]. Помимо тектонических пластин, аккреционный комплекс состоит из олистостром (с олистолитами гипербазитов, кремнистых пород, известняков, базальтов океанических островов и плато, габбро, островодужных эффузивов) и серпентинитового меланжа ([9] и данные автора). Крупные фрагменты офиолитов в составе аккреционного комплекса представлены в тектонических пластинах, описанных в литературе на примере Иджимского (Коярдского), Шатского и других офиолитовых массивов. Эти офиолиты могли слагать фундамент преддуговой зоны ТХОД, по крайней мере, нет структурных данных, противоречащих этому. Офиолиты включают комплекс параллельных диабазовых даек типа «дайка в дайке», иногда выявляются комплексы таких даек с разной ориентировкой, указывающих на обстановку рассеянного спрединга (в частности, в Шатском массиве). Для габбро (в т.ч. с амфиболом), диабазов, а также редких неправильной формы более поздних мелких тел андезитов и плагиогранитов офиолитовой ассоциации характерны низкие содержания калия (0.01-0.50), несовместимых элементов (La<sub>NMORB</sub>=0.2–1.6), LREE<HREE (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.2–0.8), LILE>HSFE (Ba<sub>N</sub>/La<sub>N</sub>=2.2–75.9), отрицательная в большинстве образцов Ta-Nb аномалия (Th<sub>N</sub>/Ta<sub>N</sub>=0.1-7.6, La<sub>N</sub>/Nb<sub>N</sub>=0.2-2.5) и ε<sub>Nd</sub>(T) +7.3...+9.6. Мантийный источник офиолитов в большинстве случаев отличается от источника N-MORB большей деплетированностью и наличием небольшого количества субдукционного компонента. Образование интрузивных пород среднего и кислого состава офиолитов связано либо с фракционной кристаллизацией расплава, возникшего при частичном плавлении мантийного источника, либо с плавлением ювенильной коры островной дуги под воздействием на нее внедрявшихся мантийных расплавов [2]. В свете изложенного ниже более реальным является второй вариант.

Фронтальную зону ТХОД слагала ВПА Ондумской зоны [11]. Эффузивные и интрузивные породы ВПА характеризуются соответственно следующими особенностями состава:  $K_2O$ = =0.01–0.70 и 0.3–0.6,  $La_{NMORB}$ =0.6–1.5 и 0.7–1.6,  $La_N/Yb_N$ = =0.3–0.8 и 0.3–0.8,  $Ba_N/La_N$ =2.7–9.2 и 2.5–6.9,  $\varepsilon_{Nd}(T)$  +6.5…+9.3 и +6.4…+6.5 (в том числе данные [6]). Как видно, эти породы не имеют значимых различий в составе как между собой, так и в сравнении с офиолитами. Можно добавить, что Та-Nb аномалии для пород этой ассоциации в основном несколько более глубокие, чем для офиолитов. Базитовые члены рассматриваемых офиолитов и/или образованной в COX океанической коры, вероятнее всего, являлись источником магм для данной ВПА, при этом последние можно рассматривать как более масштабное выражение процессов образования магматитов среднего и кислого состава, имевших место на заключительных этапах офиолитового вого магматизма.

В другом сегменте ТХОД – Таннуольской зоне – магматические породы по сравнению с таковыми из Ондумской зоны характеризуются иным вещественным составом. Породы с таким составом не отмечены в обломках олистостром преддугового олистостромового комплекса. Следовательно, есть основания полагать, что Таннуольская зона представляет собой тыловую зону ТХОД. В Таннуольской зоне отмечается поздневендский риолит-андезит-базальтовый комплекс, ассоциирующий с небольшими телами известняков (кадвойская свита) и характеризующийся следующими особенностями состава:  $K_2O=0.06-2.80$ ,  $La_{NMORB}=1.6-8.0$ ,  $La_N/Yb_N=1.1-5.6$ ,  $Ba_N/La_N=0.2-15.8$ , Ta-Nb аномалия,  $\varepsilon_{Nd}(T) + 6.4...+8.4$ . Риолит-андезит-базальтовый комплекс сформирован из расплавов, возникших в надсубдукционной обстановке при плавлении перидотитов мантийного клина и участии процессов кристаллизационной дифференциации **[12]**.

Обобщая вышесказанное, автор предлагает следующую схему тектономагматической эволюции ТХОД. На этапе рождения островной дуги магмы формировались в обстановке спрединга, в том числе рассеянного. Масштабное проявление спрединговых процессов в надсубдукционной обстановке связано, возможно, с резкой сменой процессов сжатия, имевших место до субдукции, на процессы растяжения в надсубдукционном блоке океанической коры в начале субдукции. Определенную роль в этом играли также изменение режима мантийной конвекции и субдукционные флюиды. На данном этапе морфологически выраженные островодужные постройки не возникали, формирование надсубдукционных офиолитов постепенно охватило обширную по ширине площадь (многие сотни километров от желоба), при этом центры надсубдукционного спрединга и соответствующий им магматический фронт, вероятно, отдалялись от желоба по мере погружения фронтальной части слэба. Формирование офиолитов шло на образованной в СОХ океанической коре. последняя в разной мере была переработана надсублукционными расплавами. Офиолитовые расплавы возникли после модификации источника N-MORB субдукционным компонентом и его повторного плавления. Возникшие из этого источника расплавы спорадически провоцировали плавление метабазитов в основании новообразованной коры надсубдукционного офиолитового типа, что приводило к внедрению небольших порций магм средних и кислых интрузивных членов офиолитов. При погружении слэба со скоростью первые десятки см/год магматический фронт, соответствующий проекции фронтальной части слэба, за 7 млн лет (примерная разница возраста офиолитов и ВПА) мог мигрировать от района желоба на многие сотни километров в зависимости от угла наклона слэба. По мере удаления магматического фронта от желоба надсубдукционный офиолитогенез прекратился и в отсутствие спрединга усилились процессы плавления нижнекоровых метабазитов, что привело к формированию собственно островной магматической дуги (ВПА Ондумской зоны). В тылу этой дуги формировалась вулканическая дуга, породы которой образовались при плавлении перидотитов мантийного клина (Таннуольская зона). В первой половине раннего кембрия, на аккреционно-субдукционном этапе развития ТХОД, условия магмообразования в Таннуольской зоне существенно не изменились, за исключением усиления роли процессов кристаллизационной дифференциации в промежуточных камерах, приведшего к увеличению объема кислых вулканитов (серлигская свита), а также редких излияний ультранатровых риолитов, геохимический состав которых аналогичен плагиориолитам ВПА Ондумской зоны [12].

- [1] Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев, Западный Саян) // Геохимия. 2009. Т. 47, № 4. С. 401–414.
- [2] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // Доклады АН. 2011. Т. 438, № 6. С. 796–802.
- [3] *Pfänder J.A., Kröner A.* Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: Crustal growth by island arc accretion // Precambrian ophiolites and related rocks. Amsterdam, 2004. P. 207–221.
- [4] Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 24–62.
- [5] Ковалев П.Ф., Кужугет К.С., Монгуш А.А. Нижнепалеозойские интрузивные комплексы Центральной Тывы // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: КНИИГиМС, 1999. С. 172–182.
- [6] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- [7] Бухаров Н.С. О стратиграфии отложений нижнего кембрия в Восточной Туве // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 4. Кызыл, 1979. С. 39–52.
- [8] Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
- [9] Берзин Н.А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 3–11.
- [10] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- [11] Монгуш А.А. Магматические породы баянкольской и тапсинской олистостром и источники их сноса (Тува): корреляция геохимических данных // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 147–148 (наст. выпуск).
- [12] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649–665.

# ГЕОДИНАМИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В СВЕТЕ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ АЗИИ

#### В.В. Мордвинова

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

Более корректным геодинамическим построениям способствуют сведения об отклонениях скоростей сейсмических волн от стандартной одномерной скоростной модели Земли. Пространственное распределение аномалий скоростей дает возможность сравнивать состояние недр под различными тектоническими областями. Важным критерием надежности сейсмических моделей должна быть воспроизводимость скоростных особенностей, выделенных независимыми методами по независимым данным в пределах одних и тех же областей.

Наиболее общее представление о глубинном строении Азии получено методом поверхностно-волновой томографии [1, 2], разрешения которого (по вертикали и горизонтали около 300 км и 30 км, соответственно) достаточно для глубинной характеристики тектонических структур первого порядка. При использовании фундаментальной и высших мод поверхностных волн были получены пространственные распределения аномалий S скоростей в верхней мантии до глубины 400 км [2], причем с помощью томографических карт и вертикальных сечений авторам удалось показать связь аномалий с тектоникой большей части Азии, а главное – с Байкальской рифтовой системой. Различия между стабильными и активными в сейсмическом отношении областями наиболее четко проявляются на глубине 100 км. Уже через 50 км, на глубине 150 км, картина в Центральной Азии резко меняется. Пониженные скорости на всех глубинах сохраняются только под Хангайским поднятием и под так называемой Амурской плитой. Это обстоятельство ставит под сомнение прочность последней структуры и механизм ее воздействия на Сибирскую платформу, результатом которого, как считает ряд исследователей, может быть открытие Байкальского рифта.

Из анализа представленной в работе [2] трехмерной томографии можно сделать вывод: за исключением объемов мощных древних платформ, а также многочисленных зон современной субдукции и захороненных остатков плит древней субдукции, верхняя мантия Центральной и Юго-Восточной Азии (по крайней мере до глубины 400 км) является относительно низкоскоростной и, следовательно, низкоплотностной. С большой вероятностью низкоскоростная мантия является более прогретой и пластичной, чем высокоскоростная. Прогретая мантия может менять и свойства коры над нею, ослабляя ее. Кроме того, дневная поверхность обширных низкоскоростных областей, в силу их большей плавучести, даже при полном пенеплене будет возвышаться над сопоставимыми по масштабам высокоскоростными областями (древними прочными плитами), и в случае коллизии с плитами низкоскоростные области будут отдавать им свою возвышенную часть.

Особенно четко проявляется связь скоростного строения с тектоническими структурами на вертикальных разрезах, в трех направлениях секущих Байкальскую рифтовую зону [2]. Разрез, имеющий азимут 120°, начинается на Восточно-Европейской плите и, проходя через Западно-Сибирскую плиту, Сибирскую платформу и другие структуры, заканчивается в Тихом океане за зоной субдукции восточнее Японии. Байкальский рифт пересекается томографическим разрезом в районе г. Нижнеангарска. Томография обнаруживает, что и Северный Байкал, и Ангаро-Баргузинская горная страна и протянувшийся далее к востоку Южно-Муйский хребет надвинуты на Сибирскую платформу, имеющую прочную литосферу. Зато далее, к востоку от Кадарского хребта, вплоть до самой субдуцирующей Тихоокеанской плиты выявляется низкоскоростная и более пластичная мантия.

Факт надвигания горных районов на кратон, другими словами наличие мощной (100–200 км) высокоскоростной литосферы окраины Сибирского кратона под центром и северо-востоком Байкальской системы рифтов, поддерживается и результатами Р-томографии вдоль ЮЗ-СВ

простирания рифтовой зоны [3].

Вдоль профиля PASSCAL, имеющего азимут 140–150° и пересекающего юг Байкальского рифта в районе п. Листвянки, Р-томографией [3], а также исследованиями более детальным методом функции приемника [4] выявлена тенденция, близкая району Северного Байкала: Байкальская впадина и высокие хребты Хамар-Дабан находятся над прочной Сибирской платформой, а юго-восточные отроги Хамар-Дабан – над примыкающей к платформе пластичной областью.

Другая ситуация в области Тункинского рифта: и по геологическим данным, и по распределению сейсмических скоростей вдоль профиля MOBAL с азимутом около 190° [2] очевидно, что эта южная, субширотного простирания, впадина находится на резкой границе между жесткой литосферой Сибирского кратона и более пластичными недрами южнее.

Непротиворечивость моделей, выполненных различными методами, подтверждает их надежность и дает возможность перейти к геодинамической интерпретации полученных результатов. Учитывая, что главная впадина Байкальской рифтовой системы и ее восточные и юговосточные высокие хребты расположены преимущественно над прочной и довольно мощной литосферой окраины Сибирской платформы, а их отроги – над местом контакта жесткой и пластичной мантии, а также принимая во внимание сложившуюся к поздней перми [5] и сохраняющуюся в основном конфигурацию плит Евразии, и кайнозойскую тектоническую обстановку на ее периферии, способствующую движению «состава» трех древних мощных плит в юговосточном направлении [6], можно предположить коллизионный сценарий Байкальского рифтогенеза, в котором основная роль принадлежит южному выступу Сибирской платформы, оказывающему непосредственное давление на пластичную мантию на юго-востоке.

Как известно [7, 8 и библиография там], впадины Байкальской рифтовой системы являются структурами древнего заложения, сформировавшимися в триасе в течение длительной эпохи растяжения. Для запуска коллизионного механизма необходим существенный этап сжатия. По-видимому, им мог стать период сжатия 215–190 млн лет назад, в соответствии с рассматриваемым подходом сменившийся позже СЗ-ЮВ растяжением, которое продолжалось около 40 млн лет [8].

В начале этапа сжатия на границе разных по реологии массивов относительно слабое плато «стекает» под действием гравитационных сил над крепким, но менее возвышающимся над уровнем моря регионом [9]. В результате происходит срыв верхней части коры у более слабого массива (образование аллохтона на кратоне). Деформируясь под давлением кратона, пластичная мантия производит дополнительное коробление коры. В начальной стадии такой коллизии неизбежно деформировалась и сама Байкальская депрессия древнего заложения, на месте современного Байкала шло образование надвиговых структур. С тех пор как фронт коллизии переместился к юго-востоку, вовлекая в процесс горообразования последующие участки коры, территория первичных Байкальских гор оказалась в условиях предгорных прогибов, то есть стала испытывать растяжение. Прежние надвиги преобразовывались в сдвиги. В настоящее время процесс по предложенному сценарию продолжается, о чем свидетельствуют механизмы происходящих землетрясений [9].

Подвижки при наиболее сильных землетрясениях во фронтальной зоне, которые происходят при росте гор в случае линейного или близкого к линейной форме фронта коллизии должны носить в основном сбросовый и надвиговый характер, что и имеет место. На южном конце Байкальской впадины и вдоль юго-западного края движущейся платформы должны происходить и происходят сдвиги, способствующие раскрытию юго-западных впадин рифтовой системы.

На северо-восточном участке рифтовой системы, в зоне действия обращенного к югу Байкало-Муйского края Сибирского кратона, должны происходить более сложные деформации под действием разнонаправленных сил, определяемых конфигурацией этой внешней части кратона, однако в сумме приводящих к развитию северных впадин. Кроме того, именно северный фланг Байкальских рифтов должен был принять на себя основной натиск Индийской коллизии. Возможно, начальному этапу сжатия под воздействием юго-западной коллизии соответствует небольшой период около 30 млн лет назад, но вероятнее это произошло 7–3 млн лет назад, так как именно в этот период произошла смена осей сжатия с СЗ–ЮВ на ЮЗ–СВ [7].

Скорость движения Сибирской плиты к юго-востоку – это параметр, который пока не

поддается строгой оценке. Если принять, что плита движется со средней скоростью 5 мм/год, то, например, за 60 млн лет фронт ее воздействия может переместиться к юго-востоку на 350 км, что в этом направлении является близким поперечнику области, охваченной кайнозойскими рифтогенезом и горообразованием.

Работа выполнена при частичной поддержке Интеграционного проекта ОНЗ № 7.4.

- [1] Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics. 1989. Vol. 168. P. 327–337.
- [2] Priestley K., Debayle C., McKenzie D., Pilidou S. Upper mantle structure of Eastern Asia from multimode surface waveform tomography // Journal of Geophysical Research. 2006. Vol. 111. B10304. doi:10.1029/ 2005JB004082.
- [3] Мордвинова В.В., Треусов А.В., Шарова Е.В., Ананьин Л.В. Телесейсмическая Р-томография на юге Сибири и в Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 25–27.
- [4] Мордвинова В.В., Артемьев А.А. Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по объемным волнам // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 887–904.
- [5] Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.A., De Waele B., Mazukabzov A.M. Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in South Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian palaeomagnetic pole from the Siberian craton // Geophysical Journal International. 2006. Vol. 167. P. 649–658. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03160.x.
- [6] *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1972. Vol. 56. P. 203–212.
- [7] Mats V.D., Perepelova T.I. A new perspective on evolution of the Baikal rift // Geoscience frontiers. 2011.
  Vol. 2, № 3. P. 349–365.
- [8] Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Тектоническое строение, напряженное состояние и геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья // Геотектоника. 2010. № 3. С. 40– 67.
- [9] Sloan R.A., Jackson J.A., McKenzie D., Priestley K. Earthquake depth distributions in Central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension // Geophysical Journal International. 2011. Vol. 185. P. 1–29. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x.

## ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ РИОЛИТ-ПИКРОБАЗАЛЬТ-БАЗАЛЬТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ГЛУШИХИНСКОГО ПРОГИБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ, ВОЗРАСТУ И УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ

## А.Д. Ножкин

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

В связи с обсуждением вопросов, касающихся ранних этапов эволюции коры Центрально-Азиатского подвижного пояса, актуальным является исследование неопротерозойских комплексов окраины Сибирского кратона и его обрамления. Индикаторы этих процессов – постколлизионные и рифтогенные комплексы, широко проявленные в структурах позднего неопротерозоя Енисейского кряжа. Повышенный интерес к ним обусловлен дискуссионностью вопросов стратиграфического положения продуктов вулканизма, а также пространственной и, возможно, генетической связи с ними колчеданно-полиметаллического и уранового оруденения.

В 60-90-е годы прошлого столетия считалось, что основные проявления рифейского вулканизма Енисейского кряжа сосредоточены в сосновско-потоскуйско-шунтарском стратиграфическом уровне (верхи сухопитской – тунгусикская серия), т.е. охватывают возрастной интервал около 1.0-0.8 млрд лет. Эта точка зрения отражена на Государственных геологических картах СССР масштаба 1:200000 и в целом ряде других обобщающих работ. Тематическими исследованиями, связанными с составлением легенды геологических карт нового поколения и обновленных схем межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов, доказано, что рифейские вулканогенно-осадочные толщи занимают более высокое стратиграфическое положение и имеют иную тектоническую позицию [1, 2]. Они выделены в отдельные самостоятельные серии, которые со значительным перерывом и несогласием залегают на подстилающих, в том числе и тунгусикских, образованиях. Карбонатно-терригенные отложения тунгусикской серии широко развиты в Ангаро-Питском синклинории восточной, приплатформенной, части Енисейского кряжа, где впервые и были выделены. В центральной зоне Заангарья они распространены весьма локально и представлены преимущественно пестроцветной терригенной молассой, местами перекрытой черными углеродистыми сланцами. Эти осадочные комплексы, по существу, лишены продуктов вулканизма и сформированы в коллизионную эпоху (~1.0-0.8 млрд лет назад), очевидно, на склонах крупного поднятия, в недрах которого происходило становление гранитоидов тейского и каламинского типов.

В постколлизионную эпоху позднепротерозойского этапа развития кряжа формируется ряд рифтогенных прогибов. Более ранние из них (Верхневороговский, Глушихинский (Орловский), Каитьбинский, Верхнетисский) развиты в пределах Центрального блока Заангарья и выполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхневороговской, каитьбинской серий, сформированными после длительного перерыва и глубокой эрозии подстилающих толщ. Поздние прогибы (Тейский, Вороговский, Приангарский, Дашкинский) имеют более широкое распространение и сложены в нижней части преимущественно субаэральными грубообломочными пестроцветными, а в верхней – морскими карбонатно-терригенными и карбонатными флишоидными отложениями (чингасанская, вороговская, широкинская, ослянская серии). Вулканогенные породы присутствуют только в чингасанской и широкинской сериях. Последняя коррелируется с чингасанской и представлена рудоносной (Pb, Zn) гаревской и сухохребтинской свитами. Полученные в последние годы изотопно-геохронологические данные (U-Pb по циркону, SHRIMP-II и Ar-Ar по биотиту и титан-авгиту) позволяют оценить время формирования пород верхневороговской серии от 750 до 730–725 млн лет, а чингасанской от 725–720 до 700 млн лет [3, 4].

Ниже приводятся новые сведения по строению и составу вулканогенно-осадочных толщ каитьбинской серии [1] Глушихинского прогиба, петрогеохимическим особенностям, возрасту и условиям образования вулканических пород риолит-пикробазальт-базальтовой ассоциации.

1. Глушихинский прогиб располагается в западной приенисейской части Енисейского кряжа в бассейне нижнего течения р. Б. Пит. Развитая в его пределах каитьбинская серия представлена двумя свитами (снизу): конкинской и иончихинской (орловской). Конкинская свита с несогласием залегает на метаосадочных отложениях разных стратиграфических серий. В разрезе вдоль р. Б. Пит (выше о. Пема, руч. Конкин) свита сложена грубозернистыми полимиктовыми и олигомиктовымим и песчаниками, алевролитами, метаалевропилитами, косослоистыми и ритмично-слоистыми, включающими прослои гравелитов, конгломератов, линзы известняков и их песчано-глинистых разностей. В основании – кварцевые песчаники, гравелито-песчаники с плавающей галькой подстилающих пород либо линзы полимиктовых конгломератов. Значительная часть разреза (до 20–30 %) сложена метатуфокластитами, туфами и туфобрекчиями риолитового и реже базальтового состава, переслаивающимися с горизонтами терригенных и вулканомиктовых пород, обогащенных продуктами разрушения вулканитов. Наряду с туфами кислого состава отмечаются отдельные покровы, пластовые и линзовидные субвулканические или экструзивные тела фельзитов, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, а также дайки и мелкие штоки риолитоидов. Общая мощность свиты около 800 м.

Иончихинская (орловская) свита в западном крыле представлена чередованием филлитизированных глинистых, глинисто-углеродистых сланцев, алевролитов, аркозовых песчаников и гравелитов. Вся эта толща, связанная постепенными переходами с конкинской свитой и обогащенная продуктами размыва риолитоидов («глазки» кварца и др.), отличается повышенным содержанием U (6–8 г/т), Th (30–35 г/т) и K (3.5–4.2 %). Мощность толщи около 400–500 м. Она включает ряд крупных экструзивных и субвулканических тел дацит-риолитового состава. Основная часть разреза свиты сложена известняками, их строматолитовыми, доломитистыми, глинистыми, флишоидными разностями. Они переслаиваются с глинисто-алевритистыми и углеродистыми сланцами, полевошпат-кварцевыми песчаниками и гравелитами, включают пачки туфов и туфобрекчий, горизонты пузыристых лав пикробазальт-базальтового состава и туфогенных пород, а также силлы и дайки аналогичного состава. Мощность этой части разреза не менее 800–1000 м.

2. Среди кислых пород по фациальной принадлежности выделяются туфы, лавы, экструзивные и дайковые тела. Химический состав их отвечает калиевым риолитам, субщелочным риолитам, в меньшей мере дацитам и трахидацитам. Они обеднены натрием, магнием и обогащены калием, характеризуются высокой железистостью (FeO\*/(FeO\*+MgO)=0.85–1.00), отвечающей особенностям гранитов А-типа. Породы обогащены U (5–13 г/т) и Th (20–33 г/т), отличаются пониженным Th/U, умеренным содержанием высокозарядных (Zr, Hf, Nb) элементов, Y (35–50 г/т) и P3Э (150–230 г/т). Спектры P3Э слабо фракционированные ((La/Yb)n=3–10, (La/Sm)n=3–4, (Gd/Yb)n=1.0–1.6), с резко выраженной отрицательной аномалией Eu (Eu/Eu\*= =0.1–0.3). Мультиэлементные спектры и другие геохимические параметры в значительной мере отвечают коровым характеристикам.

Петрохимический состав основных вулканитов соответствует базальтам, лейкобазальтам и пикробазальтам, характеризующимся повышенным содержанием TiO<sub>2</sub> (1.5–3.7 %), железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO=11.6–15.4 %) и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.2–0.7 %). Им присущи повышенные концентрации высокозарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta), U (1.2–2.0 г/т), Th (2.0–7.4 г/т), легких P3Э, а также Ba (до 500–1440 г/т) и Sr (до 413 г/т). Породы имеют фракционированное распределение лантаноидов с повышенным (La/Yb)n=6–26. Мультиэлементные спектры характеризуются отсутствием деплетирования Nb и Ta относительно Th и легких P3Э, что является типичным для внутриплитных базальтов, в частности базальтов континентальных рифтовых зон.

3. Представление о более молодом поздненеопротерозойском возрасте вулканических пород Глушихинского прогиба в последнее время подтверждено изотопно-геохронологическими данными. Для этих целей отобрана проба (А-378-76) фельзит-порфиров из стратифицированного тела риолитоидов, залегающего в пачке вулканогенно-терригенных пород конкинской свиты в пределах юго-западного крыла Орловской синклинали (правый борт р. Б. Пит, 2 км выше о. Пема). В пробе преобладают идиоморфные бесцветные прозрачные или коричневые кристаллы циркона с  $K_y$ =2–5 призматического облика. Для цирконов характерны повышенные содержания U (1927–11924 мг/г), Th (1401–7067 мг/г) и Th/U=0.1–0.8. Датирование проведено для единичных зерен циркона на SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, аналитик И.П. Падерин). Шесть точек из десяти характеризуются конкордантным возрастом 717±15 млн

лет, что позволяет считать возраст вулканитов поздненеопротерозойским. С учетом погрешности анализа этот возраст совпадает с U-Pb возрастом лейкогранитов Глушихинского массива (730±6 млн лет), находящегося в 5 км к северо-востоку от датированных фельзит-порфиров и размещенного в отложениях этой же каитьбинской серии, а также с возрастом циркона лейкогранитов Стрелковского массива (718±9 млн лет), прорывающего известняки широкинской серии [5]. Тот и другой массивы относятся к постколлизионному глушихинскому комплексу.

4. Размещение вулканогенно-осадочных образований в узком приразломном прогибе с развитием субаэральных грубообломочных отложений в низах серии, бимодальный риолитбазальтовый состав продуктов вулканизма с антидромной последовательностью их проявления, а также петролого-геохимические характеристики пикробазальт-базальтовых вулканитов, характерные для внутриплитных обстановок, свидетельствуют о рифтогенной природе вулканогенно-осадочных комплексов каитьбинской серии Глушихинского прогиба. По возрасту и геодинамическим условиям образования риолит-базальтовая ассоциация надежно коррелируется с таковой, развитой в Верхневороговской грабен-синклинали на севере Енисейского кряжа [4].

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта СО РАН ОНЗ.

- [1] Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200000 (2-е изд.) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, 1998. 197 с.
- [2] Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Н.А. Берзин, А.Д. Ножкин, В.Л. Хомичев и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 280 с.
- [3] Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1307–1320.
- [4] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 666–688.
- [5] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Ясенев А.М., Федосеенко А.М. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса, Енисейский кряж // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 53–67.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО С- И Sr- ИЗОТОПНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТОВ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

#### Б.Г. Покровский, М.И. Буякайте

#### Москва, Геологический институт РАН, pokrov@ginras.ru

Карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, которые на существующих геологических картах относятся к позднему рифею – венду, охватывают Байкальскую горную область широкой дугой с запада, севера и северо-востока, а также занимают ряд впадин и грабенов в ее внутренних районах. Проблема геохронологии и корреляции этих, по преимуществу немых, осадочных толщ еще далеко не исчерпана, хотя в последнее время, благодаря изотопным исследованиям, в этом направлении достигнут определенный прогресс [1–3].

Важнейшим маркирующим горизонтом патомского комплекса являются гляциогенные отложения большепатомской, ничатской и джемкуканской свит, сопоставляемые с гляциопериодом Марино (660–630 млн лет), которым в международных стратиграфических схемах заканчивается криогений, а в российских начинается венд [2, 4]. Вышележащие карбонатные отложения позднего венда (эдиакария) в типовых разрезах восточной части Патомского прогиба характеризуются двумя отрицательными экскурсами  $\delta^{13}$ С, нижний из которых, относительно слабый ( $\delta^{13}$ С=-3±2 ‰), идентифицируется как «кэп-карбонатная секвенция», мощностью до 250 м, а верхний, высокоамплитудный ( $\delta^{13}$ С=-9±2 ‰), охватывающий никольскую и ченчинскую свиты, общей мощностью до 1 км, сопоставляется с событием «Шурам-Вонока». Разделяет отрицательные экскурсы положительная аномалия с максимальным значением  $\delta^{13}$ С=8.1 ‰, которая охватывает большую часть баракунской свиты и валюхтинскую свиту. Еще более высокие величины  $\delta^{13}$ С – до 8.4 ‰ – зарегистрированы в известняках мариинской свиты, подстилающей гляцогоризонт (рисунок).

В западной части Патомского прогиба, на реках Б. Чуя и Витим, прослеживаются, практически без изменения амплитуды, все названные выше С-изотопные маркеры, а в дополнение к ним в доломитах, залегающих между известняками ченчинской свиты и песчаниками жербинской свиты, устанавливается еще один, самый верхний, положительный экскурс ( $\delta^{13}$ С до 6.1 ‰), который в восточных разрезах, по-видимому, попадает на перерыв.

Далее на юго-запад, в нижнем течении р. Чая, располагается разрез, который является связующим звеном между патомским комплексом на севере и северо-востоке и байкальской серией на юго-западе. К неопротерозою здесь относят голоустенскую, улунтуйскую, никольскую, ченчинскую и миньскую (жербинскую) свиты, причем стратотипы двух нижних свит – голоустенской и улунтуйской – находятся на юго-западе, в Прибайкалье, где входят в состав байкальской серии, а никольской сиченчинской – на востоке. Гляциогенный горизонт на Чае отсутствует, однако в голоустенской свите выделяется «кэп-карбонатная секвенция» с умеренно низкими значеними  $\delta^{13}C$  (–3.3±0.8 ‰), которая уверенно сопоставляется с нижней пачкой голоустенской свиты в Западном Прибайкалье [5] и с нижней частью баракунской свиты в Патомском прогибе. Вышележащая улунтуйская свита характеризуется на р. Чая, так же, как и в Западном Прибайкалье [5], аномально высокими значениями  $\delta^{13}C$  (5.9±1.5 ‰), а на востоке может быть сопоставлена либо с баракунской свитой, либо с баракунской и валюхтинской вместе. Известняки ченчинской свиты на Чае, в отличие от восточных разрезов, окрашены в темные тона, однако имеют такие же низкие значения  $\delta^{13}C$ =–8.4±1.3 ‰; в байкальской серии они отсутствуют [5].

Отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в известняках верхней части ченчинской свиты на р. Чая (0.7084– 0.7086) близки к тем, которые установлены ранее в верхней части ченчинской свиты в 500 км к востоку от р. Чая – на Уринском поднятии и восточном склоне Патомского нагорья **[1, 3]**. В улунтуйской свите вариации <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr значительно шире: 0.70816–0.70897, причем минимальное отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.70816) на р. Чая выше, чем в ее вероятных аналогах на Уринском поднятии – баракунской (0.7073) и валюхтинской (0.7076) свитах, но заметно ниже, чем в стратотипе



Изотопный состав углерода (слева) и стронция (справа) в неопротерозойских карбонатах Байкальской горной области в сопоставлении с генерализованными кривыми изменения величин  $\delta^{13}$ С и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в неопротерозойском океане [7, 8]. Свиты: Nd – Няндонинская, Bz – Баргузинская, Ik – Итыкитская, Mr – Мариинская, Br – Баракунская, Km – Кумукулахская, Vl – Валюхтинская, Ch – Ченчинская, Zr – Жербинская, Tn – Тиновская. Гляциопериоды [4]: К – Кайгас, Р – Рэпитан, С – Стерт, М – Марино, Г – Гаскье, Б – Байконур.

улунтуйской свиты в байкальской серии (0.70842–0.70872) **[6].** Поскольку нет никаких оснований полагать, что на Чае и в Западном Прибайкалье улунтуйская свита занимает разное стратиграфическое положение, приходится признать, что разброс отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в ней связан с постседиментационными изменениями. Практически для всех карбонатов с аномально высокими значениями  $\delta^{13}$ C характерна отрицательная корреляция отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и  $\delta^{13}$ C, которая показывает, что на стадии диагенеза обогащение карбонатов радиогенным стронцием происходит параллельно с обеднением их тяжелым изотопом углерода и в качестве наименее измененных следует принимать максимальные величины  $\delta^{13}$ C.

Во внутренних районах Байкальской горной области пониженные значения  $\delta^{13}$ C<0 установлены только в рассеянном карбонатном материале существенно терригенных, часто пиритсодержащих пород: по-видимому, они отражают условия диагенеза в большей степени, чем условия осадконакопления. Перспективным хемостратиграфическим материалом являются широко распространенные здесь мощные толщи «углистых» карбонатов. Литологически они сходны с «углистыми» карбонатами внешней дуги, однако изотопные данные позволяют предположить, что их накопление происходило несколько раньше.

Сенсационно низкие отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.7056 и 0.7059) установлены в двух образцах известковистых доломитов няндонинской свиты, которая участвует в строении котерской серии, занимающей обширную территорию в Северо-Муйском хребте. Сопоставление этих величин с существующими эволюционными кривыми изотопного состава стронция в неопротерозойском океане (рисунок) позволяет предположить, что возраст няндонинской свиты близок к 850 млн лет. Черные известняки согласно залегающей на няндонинской баргузинской свите, мощностью около 2 км, характеризующиеся минимальным отношением <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.70715 и максимальным значением  $\delta^{13}$ C=10.5 ‰, очевидно, не древнее 800 млн лет, но вряд ли моложе 700 млн лет. Итыкитская свита в Олокитском грабене (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>min</sub>=0.7074,  $\delta^{13}$ C<sub>max</sub>=9.4 ‰, вероятно, несколько моложе баргузинской, но древнее мариинской свиты.

Хотя между схемами эволюции изотопного состава стронция в непротерозойском океане существуют расхождения [7, 8], не подлежит сомнению, что в интервале 850–550 млн лет доминировала тенденция к быстрому увеличению отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в океанической воде (рисунок). Этот факт находится в очевидном противоречии с существующими геодинамическими моделями, согласно которым начиная с 800–850 млн лет происходило быстрое расширение новообразованных океанов – процесс, который в фанерозое сопровождался активизацией гидротермальной деятельности в зонах спрединга и уменьшением  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr в океанической воде. Повидимому, в неопротерозое не только вариации изотопного состава углерода, но и отношения  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr в океанической воде контролировались главным образом не тектоническими, а климатическими и экологическими факторами.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы 4 ОНЗ РАН и РФФИ, проект 10-05-01061.

- [1] Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. 2006. Сообщение 1: № 5. С. 505–530. Сообщение 2: № 6. С. 642–654.
- [2] Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Доклады АН. 2007. Т. 413, № 3. С. 379–383.
- [3] Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al. Constraints on <sup>§7</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // Journal of the Geological Society. 2009. Vol. 166. P. 183–191.
- [4] *Чумаков Н.М.* Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 1. С. 3–23.
- [5] Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1019–1037.
- [6] Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф. Раскрытие байкальской ветви Палеоазиатского океана: Sr- и С- изотопные данные // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Материалы XXXVIII Тектонического совещания. М.: Геос, 2005. Т. 2. С. 352– 355.
- [7] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 5. С. 3–39.
- [8] Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigphy // Precambrian Research. 2010. Vol. 182. P. 337–350.

## МАЛООБЪЕМНЫЙ МАГМАТИЗМ МИОЦЕНА СРЕДНЕАМУРСКОГО БАССЕЙНА И МЕЛА-ПАЛЕОГЕНА ТЯНЬ-ШАНЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ИСТОЧНИКОВ

С.В. Рассказов\*',\*\*, А.В. Миколайчук\*\*\*, В.С. Приходько\*\*\*\*

\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rassk@crust.irk.ru \*\*Иркутск, Иркутский государственный университет \*\*\*Бишкек, Центрально-Азиатская геолого-геофизическая ассоциация \*\*\*\*Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Мел-палеогеновый вулканизм Тянь-Шаня объяснялся активностью мантийного плюма [4, 15] или «малого плюма» [17]. Вулканизм проявился здесь на площади около  $100 \times 10^3$  км<sup>2</sup>, что соответствует определению «крупной магматической провинции» [12]. На Тянь-Шане был извергнут, однако, малый объем вулканического материала (не более 10 км<sup>3</sup>). В такой крупной магматической провинции, как провинция Колумбия Ривер (запад США) на территории  $160 \times 10^3$  км<sup>2</sup> около 17 млн лет назад в течение ~1 млн лет изверглось  $150 \times 10^3$  км<sup>3</sup> базальтовых лав. Хотя по площади распространения вулканизм Тянь-Шаня отвечал крупной провинции, по малому объему извергнутого материала (малой продуктивности) механизм образования магм, по-видимому, должен был существенно отличаться от механизма, обеспечивающего крупные объемы высокопродуктивных магматических проявлений, часть из которых могла быть следствием и плюмовой активности. Для расшифровки характера глубинной динамики малообъемного магматизма в настоящем сообщении приводятся результаты сравнительного анализа геохимических характеристик источников вулканических пород Тянь-Шаня и Среднеамурского бассейна.

Фундамент Среднеамурского бассейна образуют осадки и лавы Хабаровского, Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов. Хабаровский террейн содержит известняки, вулканические породы и кремни перми-триаса, а также нижнемеловые терригенные породы и относится к внутренней глубинной зоне аккреционного клина (аккреционной призмы). Амурский и Киселевско-Маноминский террейны отличаются от Хабаровского более молодым юрским и раннемеловым возрастом кремней. Амурский террейн рассматривается как фронтальная зона аккреционного клина [1, 16]. Киселевско-Маноминский террейн представлен вулканогенной молассой. В нем присутствуют базальты киселевского комплекса с возрастом 130-125 млн лет (готерив – середина баррема) и геохимическими характеристиками базальтов океанических островов [3]. Северо-западный борт бассейна сложен породами Баджальского террейна, а юговосточный - породами Анюйского микроконтинента. Между Киселевско-Маноминским террейном и Анюйским микроконтинентом проходит Амурский шов, служивший юго-восточным ограничением меловой Хингано-Охотской активной окраины [16]. Подобные пространственные соотношения имеются между сиалическим блоком Северного Тянь-Шаня (Казахстан-Киргизского палеоконтинента) и аккретированными террейнами с корой Туркестанского палеоокеана в Южном Тянь-Шане [2].

Закрывшейся палеоокеанической структуре, унаследованной Среднеамурским бассейном, соответствует куполовидное поднятие плотной мантии. По данным магнитотеллурического зондирования и плотностного моделирования, под центральной частью бассейна ее поверхность находится на глубине 80 км. Под сопредельной частью Сихотэ-Алинского орогенного пояса поверхность резко опускается до глубины 200 км, а под Цзямусы-Ханкайско-Буреинским массивом погружается более полого при заметной плотностной фрагментации вышележащей мантийной области [10].

В позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурского бассейна по соотношениям изотопов стронция и микроэлементным характеристикам (K/Nb, K/Y, Ba/La, Nb/La, Ba/K, Ce/Pb, Nb/U) выделены вулканические породы мантийного происхождения (базаниты, лейцититы, часть гавайитов, переходных базальтов и андезибазальтов) и породы, обогащенные коровыми компонентами (переходные оливин-гиперстен-нормативные базальты, большинство андезибазальтов). Позднекайнозойский вулканизм начался около 15 млн лет назад на северном замыкании бассейна контрастной ассоциацией переходных базальтов и базанитов, содержащих глубинные включения. На площади  $8.6 \times 10^3$  км<sup>2</sup> излилось  $0.56 \times 10^3$  км<sup>3</sup> базальтовых лав. Около 11 млн лет назад произошло извержение андезибазальтового потока в его юго-восточной части. Затем, около 9.6 млн лет назад, извергались высококалиевые лейцититы в центральной части бассейна (оз. Болонь) с последующим распространением в интервале 9.5-8.0 млн лет назад вулканических извержений вдоль всего юго-восточного края бассейна. Здесь извергались андезибазальты и низкокалиевые базаниты. Около 7.4 млн лет назад изверглись переходные базальты. Вулканизм завершался 4.8-4.1 млн лет назад извержениями базанитовых лав с глубинными включениями. За временной интервал 7 млн лет на площади  $17.5 \times 10^3$  км<sup>2</sup> излилось  $0.11 \times 10^3$  км<sup>3</sup> базальтовых лав. В развитии магматизма территории сочеталась активность мантийных источников гранатовой фации с плавлением около 15.0 и 11.0-8.5 млн лет назад материала утолщенных при коллизии глубинных частей коры террейнов, граничащих с раннемеловым аккреционным комплексом пород [8].

В Северном Тянь-Шане мел-палеогеновые щелочные базальтоиды представлены калинатровой серией. В расплавных включениях из оливинов лимбургитов гор Учкудук определен калиевый состав с отношениями  $K_2O/Na_2O=1.16-1.90$ , соответствующими шошонитам и калиевым базальтоидам. Отмечен калинатровый состав при высокой магнезиальности (Mg#=64–69) и натровая специфика ( $K_2O/Na_2O$  0.25–0.36) низкомагнезиальных Mg# (37–48) базальтов северного побережья оз. Иссык-Куль в районе Торайгыр и андезибазальтов южного берега в районе Тоссор [9]. Здесь распространен спектр пород от фоидитов и базанитов до базальтов и андезибазальтов, отражающих плавление материала в широком диапазоне глубин – от гранатовой фации мантии до коры. Переход от мантийных источников к коровым выражен в возрастании ( $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr)<sub>0</sub> с повышением 10<sup>3</sup>/Sr и SiO<sub>2</sub>, а также в снижении ( $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd)<sub>t</sub>. В Южном Тянь-Шане образовалась серия расплавов пикробазальт–базанит–фонотефрит–фонолит при плавлении единого малоглубинного источника шпинелевой фации мантии. Датированием лав методом  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar определен длительный временной интервал 122–46 млн лет назад магматической активности Южного Тянь-Шаня.

Переходя к обсуждению модели глубинной магматической динамики, необходимо отметить, что место проявления магматизма, порожденного стволовой частью плюма, как правило, не зависит от структуры литосферы. В результате движения литосферной плиты на трассе горячего пятна плюма может оказаться и кратонный киль. Так, Йеллоустонский вулканический след был направлен от континентальной окраины запада США в Вайомингский кратон с вовлечением в плавление компонентов древней кратонной литосферы и коры [6, 11, 13]. Между тем глубинные процессы нередко проявлены под кратонными килями, имея поверхностное выражение в магматизме только в сопредельных складчатых областях. В модели сейсмической томографии [14] низкоскоростная область протягивается от переходной зоны мантии южного края Сибирского кратона под юго-восточную часть Восточного Саяна, в которой была сконцентрирована магматическая активность последних 21 млн лет [5]. Геохимических признаков вовлечения в плавление литосферного киля кратона в кайнозойских базальтах прикратонной части территории не установлено [7]. Подобным образом в последние 15 млн лет магматизм концентрировался вдоль краев Плато Колорадо – тектонически стабильной провинции литосферы протерозойского возраста. Более толстая литосфера этого плато, по сравнению с литосферой рифта Рио-Гранде, южной части провинции Бассейнов и Хребтов и Большого Бассейна, способствовала образованию мелкомасштабной краевой верхнемантийной конвекции (edge driven convection) [18].

Мы предполагаем, что сходные ассоциации вулканических пород, латеральная смена геохимических характеристик источников от сиалических блоков к структурным швам закрывшихся палеоокеанов и соответствующая латеральная смена временной эволюции малообъемного магматизма Тянь-Шаня и Среднеамурского бассейна отразили сходные обстановки глубинного магмообразования по механизму локальной краевой верхнемантийной конвекции. В Тянь-Шане она образовалась на мел-палеогеновом этапе у края литосферы сиалического блока Казахстан-Киргизского палеоконтинента и была направлена под литосферу шовной зоны закрывшегося Туркестанского палеоокеана. В Среднеамурском бассейне подобная локальная верхнемантийная конвекция проявилась на средне-позднемиоценовом этапе у края литосферы сиалического блока Анюйского микроконтинента и также была направлена под шов закрывшейся палеоокеанической структуры.

Сообщение подготовлено по проекту ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК № П736).

- [1] Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 89-93.
- [2] Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. Труды Геологического института. Вып. 570. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
- [3] Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 83–96.
- [4] Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 1999. № 10. С. 26–51.
- [5] Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.
- [6] Рассказов С.В. Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустоуна и Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 67–75.
- [7] Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И. и др. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна по изотопам Pb, Sr и Nd // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 12. С.1065–1079.
- [8] Рассказов С.В., Приходько В.С., Саранина Е.В. и др. Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, юго-восток России // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 3–27.
- [9] Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В. и др. Мезо-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по мел-палеогеновым базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 689–705.
- [10] Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
- [11] Carlson R.W., Hart W.K. Flood basalt volcanism in the Northwestern United States // Continental flood basalts / Ed. J.D. MacDougal. Kluwer, 1988. P. 35–62.
- [12] Coffin M.F., Eldholm J. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences // Reviews in Geophysics. 1994. Vol. 32. P. 1–36.
- [13] Dickin A.P. United States isotope geology. Second edition. Cambridge: University Press, 2005. 492 p.
- [14] *Koulakov I., Bushenkova N.* Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics. 2010. Vol. 486. P. 81–100.
- [15] *Mikolaichuk A.V., Simonov V.A.* Cretaceous–Paleogene basalts of the Tian Shan // Large Igneous Province of the Month. March 2006. http://www.Largeigneousprovinces.org/LOM.html.
- [16] Natalin B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. Vol. 2.
  P. 15–43.
- [17] *Sobel E.R., Arnaud N.* Cretaceous–Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 191–215.
- [18] *Van Wijk J.W., Baldridge W.S., van Hugen J. et al.* Small-scale convection at the edge of the Colorado plateau: Implications for topography, magmatism, and evolution of Proterozoic lithosphere // Geology. 2010. Vol. 38. P. 611–614. doi: 10.1130/G31031.1.

## ПЛОЩАДЬ ОШУРКОВСКОГО ГАББРО-СИЕНИТОВОГО МАССИВА КАК ПРИМЕР СВЯЗИ БАЗИТОВОГО И КИСЛОГО МАГМАТИЗМА

Г.С. Рипп, И.А. Избродин, А.Г. Дорошкевич, Е.И. Ласточкин, М.О. Рампилов

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

В литературе неоднократно приводились примеры близкого по времени образования базитов и гранитов, не связанных с фракционной кристаллизацией и дочерне-родительскими отношениями (например [1, 2]). Одним из примеров подобной ассоциации является Бушвельдский массив [3]. Причиной появления такого парагенезиса считается более низкая температура ликвидуса кислых расплавов относительно базитовых, что предполагает возможность их анатектического выплавления из вмещающего субстрата при термальном воздействии на них последних. Надо полагать, что аналогичных случаев значительно больше, чем известно к настоящему времени, а вероятность этого сценария возможна для участков с достаточно крупными базитовыми массивами. Обоснование синхронности образования гранитов и базитов в значительной мере сдерживается пока еще ограниченным объемом геохронологических исследований и не столь высокой прецизионностью последних. К числу достоверных признаков временной близости контрастных по составу пород относят также их минглинг. Но, в отличие от вулканических образований, минглинг плутонических разноформационных пород доказывается сложнее. Одним из примеров такой возрастной близости является площадь Ошурковского массива щелочных габброидов. Она обосновывается в первую очередь результатами геохронологических исследований, показавших, что базитовые и кислые породы сформировались в пределах одного возрастного интервала. При этом массивы гранитов пространственно сближены с базитами, в виде кольца обрамляя габброидный плутон, а дайки аплитов и гранитных пегматитов его рассекают. Кроме того, в некоторых телах аплитов зафиксирован минглинг кислого и базитового расплавов. Все это позволяет говорить о существовании габбро-гранитной серии пород, подобной бимодальным вулканическим сериям.

В формировании этой серии обозначилось три этапа (рисунок). До становления главной фазы габброидов внедрились мелкозернистые лейкократовые биотитсодержащие граниты (127–132 млн лет) и кварцевые сиениты (128 млн лет). Затем в интервале 126–118 млн лет образовались породы щелочно-габброидного комплекса. Последовательность их образования выглядит следующим образом – монцогаббро (до габбро-сиенитов) – лампрофиры – сиениты – карбонатиты. В этом направлении уменьшалась основность плагиоклаза от 36–45 до 10–12, увеличилось содержание эгиринового минала в пироксенах и роль калия, отразившаяся в возрастании количества биотита и калиевого полевого шпата.

Штоки (площадью 1–3 км<sup>2</sup>) и многочисленные дайки гранитов расположены по периферии Ошурковского плутона в пределах общего гравитационного поля (аномалии силы тяжести, проецирующей границы промежуточного очага). Породы лейкократовые, в основном мелкозернистые, сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, содержат в небольших количествах биотит, титанит, циркон, магнетит. Определение уран-свинцового возраста (SHRIMP II, циркон) двух массивов показало некоторую разновременность их образования (127 и 132 млн лет). Близкий к ним возраст (128 млн лет) получен для кварцсодержащего сиенита, слагающего вытянутый массив вдоль контакта южной части плутона.

На заключительном этапе из остаточного кислого расплава выделились дайки аплитовидных гранитов, а завершают магматический процесс жилы гранитных пегматитов с возрастом, по [4], 113–121 млн лет, секущих базиты и распространенных в виде ареала по периферии плутона.

В некоторых дайках аплитовидных гранитов присутствуют каплевидные включения базитового состава. Они, как и габброиды, сложены агрегатом гастингсита и плагиоклаза с подчиненными количествами калиевого полевого шпата, биотита, апатита. В участках с директивной текстурой, обусловленной течением расплава, капли трансформировались сначала в оваль-



Последовательность образования магматических пород на площади Ошурковского плутона (по данным изучения геологических взаимоотношений и геохронологических исследований).

ные, затем в линзовидные и далее в линзовидно-полосчатые образования. Они огибают присутствующие в породе ксенолиты чужеродных пород. Характер выделений, по [5], позволяет рассматривать их как минглинг и может служить свидетельством близкого временного образования этих пород.

Возрастная близость базитовых и кислых магматитов, при отсутствии признаков (минералогических и геохимических, в том числе и изотопных), свидетельствующих о возможности образования последних в результате кристаллизационной дифференциации, позволяет предполагать анатектический способ выплавки как следствие термического воздействия базитового расплава. Другие источники тепла, которые могли инициировать такой процесс в этот период, здесь неизвестны.

Плавлению должна была способствовать повышенная флюидонасыщенность габброидов, которая фиксируется по присутствию магматических амфибола и биотита.

В результате дистиляции базитового расплава в сиенитах и гранитах увеличилась концентрация стронция и бария, понизились первичные стронциевые отношения. Так, если во вмещающих гнейсах и гнейсогранитах, распространенных на площади, значения  $Sr_0$  варьируются от 0.706 до 0.710, а в габброидах 0.70515–0.70540, то в изучаемых кислых породах отмечаются промежуточные значения  $Sr_0$ , равные 0.7054–0.7060.

Таким образом, полученные данные позволяют выделить площадь Ошурковского массива в качестве одного из объектов для изучения условий формирования габбро-гранитных серий пород.

Работа выполнена при поддержке Интеграционных проектов ОНЗ 10-3 и СО РАН 14.2, гранта Президента РФ МК-2873. 2010.5, проекта РФФИ № 11-05-00324.

- [1] *Didier J., Barbarin B.* Enclaves and granite petrology. Developments in petrology, 13. Amsterdam–New York: Elsevier, 1991. 625 p.
- [2] Miller C., Thoni M., Goessler W., Tessadri R. Origin and age of the Eisenkappel gabbro to granite suite (Carinthia, SE Austrian Alps) // Lithos. 2011. Vol. 125. P. 434–448.
- [3] *Grahama I.T., De Waal S.A., Armstrong R.A.* New U-Pb SHRIMP zircon age for the Schurwedraai alkali granite: implications for pre-impact development of the Vredefort Dome and extent of Bushveld magmatism, South Africa // Journal of African Earth Sciences. 2005. Vol. 43. P. 537–548.
- [4] Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Рипп Г.С. Rb-Sr данные о раннемеловом возрасте пегматитов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1421–1424.
- [5] *Valentini L., Moore K.R.* Numerical modelling of the development of small-scale magmatic emulsions by Korteweg stress driven flow // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2009. Vol. 179. P. 87–95.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Sr-Nd СИСТЕМАТИКА КЕМБРО-ОРДОВИКСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

## С.Н. Руднев

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

Аккреционно-коллизионный этап интрузивного магматизма в Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии, проявившийся в возрастном интервале от 510 до 440 млн лет, является одним из самых мощных и отражает крупномасштабный всплеск интрузивного (гранитоидного и базитового) магматизма в раннекаледонских структурах Центральной Азии, выразившийся в формировании крупных гранитоидных батолитов в Кузнецком Алатау и Горной Шории, Западном и Восточном Саяне, Восточной Туве и Западной Монголии [1]. В этом возрастном интервале данная территория Центральной Азии была вовлечена в аккреционные процессы, которые сопровождались сочленением островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов и микроконтинентов, а также складчатостью и тектоническим покровообразованием, региональным высокоградиентным метаморфизмом и синколлизионным гранитообразованием, происходящим на фоне широкого проявления субсинхронного базитового (мантийного) магматизма [2]. В конечном итоге эти процессы завершились образованием складчатой области или каледонского супертеррейна с ювенильной континентальной корой [3].

Анализ геологических и геохронологических данных по гранитоидным батолитам АССО и Озерной зоны Западной Монголии позволил установить, что в диапазоне от 510 до 440 млн лет выделяется три рубежа интрузивного (базитового и кислого) магматизма: 510–490, 480–470, 460–440 млн лет [4]. На каждом возрастном интервале выделяются гранитоидные ассоциации различного формационного типа, среди которых, так же как и на островодужном этапе (570–520 млн лет [2]), превалирующее развитие имеют плагиогранитоидные ассоциации, образующие основной каркас гранитоидных батолитов [4].

В работе систематизированы результаты изучения петрогеохимического и изотопного (Sr-Nd) состава плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа развития АССО и Озерной зоны Западной Монголии.

По петрогеохимическому составу плагиогранитоиды кембро-ордовикского этапа отвечают породам толеитовой (М-тип) и известково-щелочной (І-тип) серий. Последние разделяются на низко- и высокоглиноземистые типы, отражающие две контрастные (по давлению, вещественному составу и источникам) обстановки формирования плагиогранитных магм. Результаты Sr-Nd изотопных исследований кембро-ордовикских плагиогранитоидных ассоциаций АССО и Озерной зоны Западной Монголии позволяют условно разделить их на три группы [2].

В первую группу попадают *плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа (I-тип)*, которые представлены в составе Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов в Восточной Туве (498–450 млн лет), Садринского и Базлинского массивов в Горной Шории (505–500 млн лет), Аскизского массива на юге Батеневского кряжа (492 млн лет) и Мункусардыкского плутона (480 млн лет) в Восточном Саяне, а также Хиргиснурского и Гундгузинского и других плутонов (511–484 млн лет) в Озерной зоне Западной Монголии. Они характеризуются широкими вариациями величин  $\varepsilon Nd(T)=+7.5-...+3.9$ , модельным возрастом  $T_{Nd}(DM)=0.58-0.90$  млрд лет и (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0.7040–0.7042, что, вероятнее всего, свидетельствует об увеличении доли древней коровой составляющей в области магмогенерации по мере омоложения пород (рисунок, *A*). Судя по содержанию петрогенных и редких элементов, а также изотопным характеристикам, формирование исходных расплавов для плагиогранитоидов этого типа связывается с плавлением метабазитов при *P*≥*15 кбар* в равновесии с Hb+Cpx+Pl+Gar реститом. В отличие от островодужных высокоглиноземистых плагиогранитоидов (адакитоподобных), образующихся за счет плавления молодой и горячей океанической плиты (метабазитов N-MORB-типа) в погружающейся зоне субдукции, при давлениях более *15 кбар*, высокоглиноземистые плагиогранитоиды



Диаграммы «єNd(T) – Возраст» и «єNd(T) – Модельный возраст» для аккреционно-коллизионных (510–450 млн лет) плагиогранитоидных ассоциаций АССО и Озерной зоны Западной Монголии. *1* – высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации, І-тип; 2–3 – низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации (2–I-тип, 3–M-тип). Поле, закрашенное серым цветом, отвечает составам плагиогранитоидов островодужного этапа (570–520 млн лет), косой штриховкой (*A*) и пунктирной линией (*Б*) показано поле состава гранитоидов каледонид Центральной Азии по [12].

аккреционно-коллизионного этапа развития этих регионов могли генерироваться при плавлении метабазитового субстрата в основании утолщенной коры при коллизии, за счет неоднократного теплового воздействия со стороны поднимающихся мантийных (габброидных) расплавов, проявившегося на нескольких возрастных рубежах в интервале от 510 до 450 млн лет [2, 4, 5]. По своим геохимическим характеристикам высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа также сопоставляются с высококремнистыми адакитами [6]. Аналогичные образования в настоящее время установлены на примере коллизионных тоналит-трондьемитов раннепротерозойского и вендского возраста в юго-западном обрамлении Сибирского кратона [7] и адакитоподобных гранитоидов раннетриасового и раннемелового возраста в северном складчатом обрамлении Северо-Китайской платформы [8, 9].

Ко второй группе относятся низкоглиноземистые плагиограниты І-типа. В раннекаледонских структурах АССО и Озерной зоне Западной Монголии они имеют наиболее масштабное развитие, широкий возрастной диапазон формирования (505–450 млн лет) и изотопные характеристики. Они наблюдаются в составе Кожуховского плутона в Кузнецком Алатау (500 млн лет), Каахемского (480–450 млн лет), Восточно-Таннуольского (460–450 млн лет) и других батолитов в Восточной Туве, а также Шаратологойского (494 млн лет), Гундгузинского (505 млн лет) и Бумбатхаирханского (505–468 млн лет) плутонов Озерной зоны Западной Монголии (505–468 млн лет) [10, 11]. Sr-Nd изотопные данные свидетельствуют, что по мере омоложения пород наблюдается снижение величин  $\varepsilon$ Nd(T) от +6.6 до +3.4, удревнение модельного возраста T<sub>Nd</sub>(DM) (0.72–0.92 млрд лет) и увеличение изотопных отношений изотопов стронция (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7037–0.7048). Анализ петрохимического и редкоэлементного состава плагиогранитоидов этого типа, с учетом экспериментальных исследований по плавлению базальтов и модельных расчетов, показывает, что плагиограниты этого типа формировались путем плавления метабазитов при *P~8 кбар* в равновесии с Hb+Pl±Cpх±Opx реститом.

К третьей группе относятся низкоглиноземистые плагиограниты М-типа. Они фиксируются только на ранних этапах аккреционно-коллизионных процессов в АССО, имеют крайне слабое развитие и наблюдаются только в составе Джегантерегского массива в Горном Алтае ( $509\pm10$  млн лет,  $\varepsilon Nd = +5.8$ ) и Западном Саяне (Куртахский массив –  $493\pm3$  млн лет,  $\varepsilon Nd = +5.4$ ) (рисунок). Плагиогранитоиды характеризуются относительно близкими возрастами, значениями величин  $\varepsilon Nd$  и, в целом, по изотопным параметрам, в большей степени сопоставляются с одновозрастными высокоглиноземистыми плагиогранитоидами І-типа, описанными выше. Такое сходство позволяет предполагать близкие по составу магмообразующие субстраты, плавление которых, при формировании исходных для плагиогранитоидов расплавов, происходило

на разных глубинах. Исходя из вещественного состава формирование плагиогранитоидов М-типа связано с частичным плавлением метабазитов при *P*=3–7 *кбар* в равновесии с Pl+Cpx±Opx реститом.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы: 1) петрогеохимические исследования плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа развития АССО и Западной Монголии (510-450 млн лет) свидетельствуют о том, что среди них выделяются плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типа, которые указывают на разные по давлениям условия формирования исходных расплавов. Первые формируются за счет плавления метабазитов при Р>15 кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом в низах коллизионных сооружений, а вторые при более низких давлениях ( $P=3-7 \kappa 6ap$ ) в равновесии с плагиоклазсодержащим реститом; 2) изотопно-геохимические исследования свидетельствуют о том, что плагиогранитоиды аккреционно-коллизионного этапа характеризуются широким диапазоном изотопных параметров єNd(T)=+7.5...+3.4; T<sub>Nd</sub>(DM)=0.58-0.90 млрд лет, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7037-0.7048. Для них, так же как и для плагиогранитоидов островодужного этапа, наблюдается эволюционный тренд (рисунок, Б) с обратной корреляционной зависимостью между  $\epsilon Nd(T)$  и  $T_{Nd}(DM)$ , указывающий на прогрессирующий вклад корового, вероятно осадочного, материала в область магмогенерации по мере омоложения пород. При этом обращает на себя внимание то обстоятельство, что плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного и островодужного этапов, при общем сходстве изотопных характеристик – высокие положительные значения єNd(T) – обнаруживают различия. Плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа, в целом, характеризуются меньшими значениями єNd(T), чем островодужного этапа, хотя отчасти и перекрываются. Это подтвеждает заключение об увеличении роли корового вещества в гранитообразовании.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (грант № 10-05-00474), Президиума СО РАН (ОНЗ № 9.2) и Совета при Президенте РФ (НШ-65458.2010.5).

- [1] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Доклады АН. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.
- [2] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 32 с
- [3] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-раннекембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады АН. 2006. Т. 410, № 5. С. 657–662.
- [4] Руднев С.Н. Раннепалеозойский магматизм АССО и Западной Монголии // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург, 2010. Т. II. С. 185–186.
- [5] Руднев С.Н., Пономарчук В.А., Серов П.А. и др. Sr-Nd изотопная систематика венд-раннекембрийских островодужных плагиогранитоидов Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии // XIX симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. М., 2010. С. 343–343.
- [6] *Martin H., Smithes R.H., Rapp R. et al.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implication for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 1–24.
- [7] 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.
- [8] Wang Q., Wyman D.A., Xu J. et al. Early Cretactous adakitic granite in the Northern Dabie complex, Central China: implication for partial melting and delamination of thickened low crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. Vol. 71. P. 2609–2936.
- [9] Jiangfeng Q., Shaocong L., Yongfei L. Post-collisional plutonism with adakitic signatures: the Triassic Yangba granodiorite (Bikou terrane, northern Yangtze blok) // Chinese Journal of Geochemistry. 2008. Vol. 27. P. 72–81.
- [10] Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 470–508.

- [11] Руднев С.Н., Изох А.Э. Борисенко А.С. и др. Гранитоидный магматизм Бамбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011 (в печати).
- [12] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.

## СИНСДВИГОВЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ КАРАЛОНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА)

Е.Ю. Рыцк\*, И.А. Алексеев\*\*, А.Д. Кулев-Негруца\*\*\*

\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия PAH, erytsk@geogem.spb.ru \*\*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет. ivan.alexeev@gmail.com \*\*\*Санкт-Петербург, Фонд развития отечественной геологии, geofond@ogeo.ru

Каралонский золоторудный узел находится в пределах Муйского золоторудного района. Для золото-кварцево-жильных объектов этого района характерны пологие и субгоризонтальные рудовмещающие трещинные структуры, ярко проявленные на Каралонском рудном поле, месторождениях Иракинда и Кедровское. Условия формирования этих структур и закономерности локализации в связи с ними золоторудных зон и отдельных кварцево-жильных рудных тел остаются дискуссионными или невыясненными. В ходе поисково-оценочных работ в пределах Каралонского золоторудного узла получены материалы, позволяющие предложить новое для региона решение этой проблемы.

Каралонский узел контролируется Каралонским сегментом Каралон-Мамаканской зоны поздних байкалид Байкало-Муйского складчатого пояса (Средневитимская горная страна), который представляет крупный блок позднебайкальской ювенильной коры [1], ограниченный Сюльбанским и Парам-Янгудским сдвиго-надвиговыми тектоническими швами с востока и запада и сбросами с севера и юга. В плане – это ограниченный тектоническими швами ромбоид с меридиональной ориентировкой удлиненной оси. Ромбоидная форма блока отражена в контуре разуплотненных пород регионального гравитационного поля и дешифрируется на космоснимках высокого разрешения. Сдвиго-сбросовые ограничения и бимодальный вулканогенный состав пород Каралонского сегмента позволяют полагать, что первичная палеоструктура растяжения представляла позднебайкальский синсдвиговый палеобассейн (пулл-апарт). В ходе деформаций на рубеже 0.65 млрд лет структура сегмента приобрела антиформное строение, в котором крылья сложены вулканитами каралонской толщи, а ядро – многофазным Таллаинским габбро-диорит-гранодиоритовым плутоном с возрастом 604±7 млн лет [2]. На этот вулканоплутонический комплекс наложен Падринский грабен, являющийся синсдвиговым континентальным рифтом, выполненным базальт-риолитовой молассоидной серией с возрастом 590±5 млн лет [3]. Субпластовые тела и линейные массивы гранит-порфиров, субвулканических риолитов и субщелочных гранитов с возрастом 598±4 млн лет [2] маркируют сегментированные сбросовые ступени рифтовой зоны, субпараллельные бортам центрального грабена. Падринский вулканоплутонический комплекс перекрыт грубообломочными породами позднего венда, которые также залегают в наложенных грабенах и сменяются в разрезе терригенно-карбонатными субшельфовыми отложениями раннего кембрия.

Каралонский рудный узел образован цепочкой рудопроявлений и месторождений (Нижнекаралонский, Еленинский, Березовый, Верхнекаралонский). Главные сдвиговые деформации на его площади связаны с Сюльбанским, Каралонским и Верхнеорловским левыми сдвигами и сдвиго-надвигами северо-западного простирания, которые определяют выделение двух систем дуплексов сжатия, наложенных на позднебайкальские структуры в конце раннего палеозоя. Водораздельная система ограничена безрудным блоком с веерной структурой «конского хвоста», типичной для области затухания сдвига. Смежная Долинная система дуплексов частично уничтожена на севере дискордантным Догалдынским массивом позднепермского возраста, секущим все ранее созданные структурные элементы.

Дуплексы сжатия в структуре Каралонского узла ограничены сопряженными системами сдвиго-взбросов, которые в целом контролируются Сюльбанским швом, представляющим собой граничный межформационный сдвиго-надвиг, определивший формирование полей транс-

прессивного сжатия в общем деформационном поле всей структурной композиции рудного поля. В каждом дуплексе выделяются мелкомасштабные кулисообразные R и Y сдвиги комбинированной сдвиго-взбросовой, реже сдвиго-сбросовой кинематики. По латерали и вертикали все второстепенные разломы дуплекса асимптотически сливаются с плоскостями главных сдвигов, образуя в разрезе характерную структуру «пальмового дерева», воспроизведенную во многих экспериментах.

Рудовмещающими структурами в большинстве случаев являются субгоризонтальные зоны трещиноватости со следами небольших смещений выше- и нижележащих блоков относительно друг друга, которые по своей кинематике относятся в основном к открытым трещинам отрыва. Крутые разрывные нарушения с кварцевыми жилами встречаются значительно реже и имеют сколовую динамику. Согласно экспериментальным моделям, рудоподводящими каналами могут являться структуры «пальмового дерева», сформированные в условиях левого сдвига при дополнительной транспрессии внутри каждого отдельного дуплекса сжатия. Наиболее богатое малосульфидное золото-кварцево-жильное и штокверковое оруденение в пологих трещинах отрыва тяготеет к локальным ослабленным зонам пересечения разнонаправленных синтетических и антитектических тектонических нарушений при транстенсивной динамике среды. Пологие системы трещин отрыва Верхнекаралонского месторождения являются также и рудоконтролирующими структурами для «крупнотоннажного» золотого оруденения в сопровождающих кварцево-жильные зоны березитах и березитизированных гранитах.

Таким образом, структурообразование в пределах Каралонского рудного узла подчиняется единому генеральному механизму синсдвиговых деформаций, которые были заложены в процессе образования вулканогенного палеобассейна пулл-апарт и воспроизводились на различных этапах вплоть до конца палеозоя. Унаследованность синсдвиговых тектонических обстановок от этапа к этапу установлена во многих регионах, в частности в Магнитогорском прогибе Восточного Урала [4]. Доминирующая роль сдвиговой тектоники в геологии Каралонского сегмента определяет рудоконтролирующий характер выделенных систем дуплексов сжатия, сформированных при левостороннем сдвиго-взбросе. Подобные синсдвиговые структурные ансамбли уверенно дешифрируются на площадях других золоторудных объектов Муйского района, в частности в Келяно-Иракиндинской зоне [5], и могут быть относительно универсальным региональным структурным фактором контроля оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда развития отечественной геологии.

- [1] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П. и др.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- [2] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф. и др.* Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов Каралон-Мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb изотопные данные // Доклады АН. 2007. Т. 415, № 4. С. 535–538.
- [3] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф. и др.* Вендский (590±5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону // Доклады АН. 2004. Т. 397, № 4. С. 517–519.
- [4] Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Геолого-структурная модель золото-сульфидного месторождения Магнитогорской мегазоны // Геологический сборник. № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 215–226.
- [5] Божко Н.А., Кирмасов А.Б. и др. Геодинамическая модель развития Келяно-Иракиндинской зоны Прибайкалья в докембрии палеозое // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 6. С. 3–13.

## ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Е.Ю. Рыцк\*, В.П. Ковач\*, В.В. Ярмолюк\*\*, А.Б. Котов\*

\* Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com \*\* Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru

Приведены новые данные о геологическом строении и тектонике главных структур Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Составлены схемы корреляции главных стратифицированных и магматических комплексов для этих структур региона. Породы различных комплексов и структур Байкало-Патомского и Байкало-Муйского поясов (БПП и БМП), а также Баргузино-Витимского супертеррейна (БВС) охарактеризованы новыми Nd изотопными данными, которые позволили установить источники пород, выделить Nd изотопные провинции и два главных этапа проявления корообразующих процессов – около 1.0-0.8 млрд лет (раннебайкальский) и 0.70-0.62 млрд лет (позднебайкальский). Установлено, что раннебайкальские корообразующие процессы проявлены в сравнительно узких и разобщенных зонах палеотроговых прогибов Байкало-Муйского пояса и, возможно, в Амалатском террейне, тогда как в Каралон-Мамаканской, Янской и Катеро-Уакитской зонах БМП ведущую роль играли процессы формирования и переработки позднебайкальской континентальной коры. Для Байкало-Патомского пояса и большей части Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса характерно преобладание процессов ремобилизации раннедокембрийской континентальной коры при подчиненной роли позднерифейских ювенильных источников. В Баргузино-Витимском супертеррейне проявлены главным образом процессы переработки смешанных позднерифейских и раннедокембрийских коровых источников. В Малхано-Кондинской зоне установлены процессы переработки байкальской ювенильной коры. Полученные Nd изотопные данные позволяют вновь поставить вопрос о выделении Баргузино-Витимского микроконтинента.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 09-05-00315, 10-05-00704, 10-05-00713), Минпромнауки (НШ-3533-2008-05), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» и Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

## ВНУТРИПЛИТНЫЕ ГРАНИТОИДЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА (СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА)

Е.Ю. Рыцк\*, Е.Б. Сальникова\*, В.П. Ковач\*, И.А. Мальков\*\*\*, И.А. Алексеев\*\*, А.М. Федосеенко\*, С.З. Яковлева\*

\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru \*\*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет, ivan.alexeev@gmail.com \*\*\*Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, geofond@ogeo.ru

На левобережье Витима, в пределах Каралонского сегмента Каралон-Мамаканской зоны поздних байкалид, широко распространены интрузивные породы многофазной габбро-диоритгранитной серии, которые отчетливо прорывают вулканиты каралонской толщи позднего рифея, а также габброиды и гранодиориты таллаинского комплекса раннего венда. Гипабиссальные граниты этой серии включались в «витимский» комплекс [1], а порфировидные калишпатовые граниты обычно коррелируются с конкудеро-мамаканским комплексом позднего палеозоя. На крупномасштабных картах секущая габбро-диорит-гранитная серия левобережья Витима рассматривалась в составе единого «падоринского» комплекса (В.С. Косинов, И.А. Охотников, 1969) дискуссионного возраста.

Согласно новым геологическим и геохронологическим данным, интрузивная серия пород этого района представляет два разновозрастных комплекса – падоринский раннего–позднего венда и впервые выделенный догалдынский позднепермского возраста.

Падоринский комплекс объединяет субпластовые линейные массивы (Верхнекаралонский и Правокаралонский) гипабиссальных субщелочных гранитов и лейкогранитов. Это высокоглиноземистые (al'=2.8–8.1), реже весьма высокоглиноземистые (al'=10.1–11.1) гранитоиды с отношением Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=0.74–6.68 и коэффициентом агпаитности Ka=0.71–1.08. На диаграмме A/CNK – A/NK точки составов образуют тренд вдоль границ раздела мета-, перглиноземистых и перщелочных гранитоидов. Субщелочные граниты характеризуются слабо и умеренно фракционированным распределением P3Э с обогащением легкими P3Э (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=1.1–6.0) и различной направленности фракционированием тяжелых P3Э (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.56–1.4), отчетливой отрицательной аномалией Eu (Eu/Eu\*=0.12–0.62). По сумме содержаний HFS-элементов субщелочные гранитоиды соответствуют фракционированным гранитам и гранитам А-типа (по Whalen, 1987), а на диаграмме (Nb+Y) – Rb точки их составов находятся в поле внутриплитных гранитоидов. Они могут быть связаны с частичным плавлением короткоживущего базитового источника с последующей фракционной кристаллизацией полевых шпатов и акцессорных минералов.

По своим геохимическим характеристикам и возрасту гранитоиды падоринского комплекса аналогичны кислым вулканитам и гранит-порфирам падринской серии. Так, оценка возраста риолитов падринской серии в петротипе 590±5 млн лет [2], субщелочных гранитов Верхнекаралонского массива 598±4 млн лет [3], а оценка возраста калишпатовых субщелочных гранитов Усть-Березового массива составляет 600±5 млн лет. Таким образом, падоринские субщелочные гранитоиды и риолиты падринской серии входят в состав единого континентального рифтогенного комплекса.

Догалдынский комплекс в регионе представлен единственным, но достаточно крупным (площадь около 100 км<sup>2</sup>) одноименным массивом габбро-диорит-гранитного состава, прорывающим субщелочные падоринские граниты и вулканиты каралонской толщи. По своей структурной позиции массив является резко дискордантным относительно байкальских и каледонских структур Каралонского сегмента.

На южных склонах гольца Кузнецовский наблюдается полный ряд интрузивных пород массива, включающий три фазы внедрения. Габбро-диориты, диориты и гранодиориты первой

фазы обычно связаны постепенными переходами, реже между ними наблюдаются секущие контакты. Биотитовые граниты и микроклиновые аляскиты второй фазы прорывают диориты и гранодиориты, а завершается становление массива дайками габбро и диоритовых порфиритов с повышенными содержаниями фосфора и титана. Характерной чертой пород массива является автометасоматическая микроклинизация и развитие биотит-щелочноамфиболовой ассоциации в широком экзоконтактовом ареале вмещающих пород.

По своему составу догалдынский комплекс представлен единым рядом пород от субщелочных высокотитанистых, низкомагнезиальных, высокоглиноземистых габбро и габбро-диоритов до гранодиоритов, гранитов и аляскитов.

Габбро нормального ряда характеризуется обедненным легкими РЗЭ распределением с плоским распределением тяжелых РЗЭ (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.69, La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub>=0.66, Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.94), обеднением высоконесовместимыми микроэлементами (Th<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=0.44) и отчетливой отрицательной Nb-Ta аномалией. Субщелочные габброиды характеризуются фракционированным распределением микроэлементов с обогащением высоконесовместимыми редкими элементами, неявными аномалиями Nb-Ta, слабо выраженными отрицательными аномалиями Ti, обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=9.8–11.6, La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub>=2.6–3.3, Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=2.2–2.4). Такие характеристики, так же как и положение точек их составов на дискриминационных диаграммах вблизи полей океанических и континентальных базальтов, могут свидетельствовать о формировании расплавов пород догалдынского комплекса во внутриплитных условиях под воздействием плюмового источника.

Согласно U-Pb изотопным данным по магматическому циркону оценка возраста кристаллизации габбро-диоритов главной первой фазы догалдынского комплекса составляет 254±2 млн лет.

Вендские риолиты и субщелочные гранитоиды, а также позднепермские диориты и граниты изученных комплексов имеют весьма близкие Nd-изотопные характеристики. Они отличаются высокими положительными величинами  $\varepsilon_{Nd}(T)$  – от +6.5 до +4.4 и Nd модельным возрастом в диапазоне 0.87–0.71 млрд лет ( $T_{Nd}(DM-2st) = 0.85$ –0.68 млрд лет), который указывает на их связь с позднебайкальской ювенильной корой.

Ранее позднепермские интрузивные образования в Байкало-Муйском поясе известны не были. Их возможным аналогом являются субщелочные лейкограниты деминского комплекса, небольшие массивы которых прорывают гранитоиды северного ареала Ангаро-Витимского батолита, но их возраст не установлен. Так или иначе, ареал распространения позднепалеозойского постбатолитового магматизма может быть уверенно расширен от Баргузино-Витимского и Станового поясов на север, за счет площади Муйского сегмента Байкало-Муйского пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 09-05-00315, 10-05-00713, и Фонда развития отечественной геологии.

- [1] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. П. М.: Недра, 1967. 700 с.
- [2] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Вендский (590±5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону // Доклады АН. 2004. Т. 397, № 4. С. 517–519.
- [3] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф. и др.* Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов Каралон-Мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U- Pb изотопные данные // Доклады АН. 2007. Т. 415, № 4. С. 535–538.

## ДЕВОНСКИЕ КРЕМНИСТО-БАЗАЛЬТОВЫЕ И ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО РЯДА ЗОН ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЮЖНОГО УРАЛА

А.В. Рязанцев, А.А. Белова, А.А. Разумовский, С.В. Дубинина

Москва, Геологический институт РАН, avryazan51@mail.ru

В палеозоидах Южного Урала реконструируется латеральный ряд палеоструктур, включающий девонскую Магнитогорскую интраокеаническую дугу. Модель развития дуги и ее коллизии с пассивной окраиной Балтики рассмотрена во многих работах [7, 8 и ссылки в этих работах]. Новые данные, приведенные в настоящей работе, позволяют дополнить эту модель.

В зоне Главного Уральского разлома (ГУР), отделяющей структуры палеоокеанического сектора от палеоконтинентального, установлены кремнисто-базальтовые комплексы. В кремнях найдены конодонты Pandorinellina steinhornensis (D<sub>1</sub>e) и Polygnathus trigonicus (D<sub>2</sub>ef). Аналогичные комплексы присутствуют в Сакмарском и Кракинском аллохтонах, надвинутых на край Балтики. Корневой зоной для аллохтонов является зона ГУР. Базальты принадлежат толеитовой, реже известково-щелочной серии. На мультиэлементных и дискриминационных диаграммах составы отвечают N-MORB, ОІВ и рифтогенным базальтам. В структуре локально распространены габбро и диабазовые дайки. Последние по составу отвечают базальтовый комплекса N-MORB типа. Плутонические породы и кремнисто-базальтовый комплекс составляет кору бассейна, располагавшегося между пассивной окраиной Балтики и Магнитогорской островной вулканической дугой.

В основании девонских островодужных серий Магнитогорской мегазоны залегают дайково-эффузивные комплексы, образующие верхнюю часть разреза офиолитов. Это баймакбурибайский комплекс и его аналоги. Дайки и вулканиты представлены дифференцированной серией, в которой присутствуют бониниты [3 и ссылки в работе]. Для плагиогранитов, которые ассоциируют с комплексом параллельных даек, U/Pb методом по цирконам установлен возраст около 400 млн лет [1]. В ряде мест в кремнях из эффузивного разреза собраны эмсские, в т.ч. нижнеэмсские, конодонты. Наиболее вероятный возраст комплекса – ранний эмс. Комплекс является верхнекоровой частью надсубдукционных додуговых офиолитов. Близкую структурную позицию занимают комплексы, образованные за счет переработки выведенных на дно бассейна мафит-ультрамафитовых пород. Это офикальциты и офикальцитовые брекчии, серпентинитокластовые и габбровые брекчии, для которых установлен раннеэйфельский возраст.

На офиолитах залегает толща островодужных вулканитов дифференцированной серии (верхнетаналыкская свита и ее аналоги, сагитовская толща, ирендыкская свита). В нижней части разреза присутствуют конодонты нижнего [6, 2], а в средней – верхнего эмса [4].

Позднеэйфельский этап отмечается процессами растяжения в структуре дуги. При этом формируется толща контрастных вулканитов с колчеданами (карамалыташская свита) или замещающая ее толща яшм и туффитов [4]. На этом же этапе формируется комплекс диабазовых даек, слагающих пакеты, рои и отдельные тела. Дайки прорывают островодужные вулканиты нижнеэйфельской иредыкской свиты. Породы даек низкотитанистые, часто высокомагнезиальные и похожи по составу на породы баймак-бурибайского комплекса. Возраст ассоциирующих с дайками жильных плагиогранитов по цирконам оценивается как 391.9±3 млн лет (SHRIMP RG).

В Восточно-Магнитогорской зоне выделяется кремнисто-базальтовый киембаевский комплекс позднеэмсского возраста [3]. Его породы по составу отвечают N-MORB. С учетом структурного положения, состава и возраста комплекса, предполагается, что он сформирован в задуговом бассейне.

В Западно-Мугоджарской зоне распространен комплекс параллельных даек (актогайский) и ассоциирующие подушечные базальты (мугоджарская свита). Отмечается, что «в прослоях яшм мугоджарской свиты найдены конодонты зоны inversus (середина эмса) и зон costatus-

ensensis (эйфель – начало живета, причем вероятнее ранний эйфель, судя по конодонтам в перекрывающей куркудукской свите)» [5]. Между подушечными базальтами мугоджарской свиты и перекрывающими дацитами куркудукской свиты залегает пласт красных кремней мощностью 0.2–0.4 м, в котором нами собраны конодонты Polygnathus cf. robusticostatus Bischoff et Ziegler, Pandorinellina cf. expansa Uyeno et Mason. Комплекс примерно соответствует зоне costatus cepeдины эйфельского яруса. Базальты по составу отвечают N-MORB. Мугоджарская свита перекрывается куркудукской свитой, состав вулканитов которой типичен для островодужных серий.

Таким образом, реликт латерального ряда палеоструктур раннего–среднего девона представлен (1) комплексами бассейна, располагавшегося между пассивной окраиной Балтики и островной вулканической дугой; (2) комплексами островной вулканической дуги, надсубдукционными офиолитами в их основании и комплексами, фиксирующими расщепление дуги в позднем эйфеле; (3) задуговым спрединговым бассейном, развивавшимся с эмса по вторую половину эйфеля, на который во второй половине эйфеля проградировал ареал островодужного вулканизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов структур складчатых поясов и платформ» и РФФИ, проект 11-05-00011.

- [1] Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
- [2] Иванов К.С., Бикбаев А.З., Мизенс Л.И., Сапельников В.П. Первые находки брахиопод в вулканогенноосадочных породах ирендыкской свиты на Южном Урале // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИгиГ УрО РАН, 1997. С. 13–15.
- [3] Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–41.
- [4] Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
- [5] Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- [6] Самыгин С.Г., Карякин Ю.В., Голионко Б.Г. Особенности строения и магматизма зоны Главного Уральского разлома на севере Южного Урала. Следы палеотрансформа // Тектоника земной коры и мантии: Материалы XXXVIII МТК. М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. С. 171–176.
- [7] Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews. 2006. Vol. 79. P. 261–287.
- [8] *Puchkov V.N.* The diachronous (step-wise) arc-continent collision in the Urals // Tectonophysics. 2009. Vol. 479. P. 175–184.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОДОВ И МЕТАСОМАТИТОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ КАЛЕДОНСКИХ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ

#### В.Б. Савельева, Е.П. Базарова

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

Выполненные к настоящему времени обобщения по геологическому развитию Приольхонья [1] позволяют проследить эволюцию флюидного режима эндогенных процессов в Ольхонском регионе в раннем палеозое. Согласно [1], в истории развития Приольхонья выделяются следующие этапы: надсубдукционный (≥620–530 млн лет), раннеколлизионный (495±5 млн лет), позднеколлизионный (~470±5 млн лет) и внутриплитные (435±10 и 415±5 млн лет). С этими этапами связаны комплексы гранитоидов и метасоматитов, явно отличающиеся по геохимии, что позволяет рассматривать их как производные автономных эндогенных флюидных систем [2].

Флюидная система первого типа – восстановленная, богатая углеродом – проявилась 480–500 млн лет назад в обстановке сжатия на границе Ольхонского региона с Сибирским кратоном, в пределах Чернорудской зоны, где ее воздействие на породы наиболее ярко выражается в аномально развитой графитизации.

Комплекс эндогенных процессов в Чернорудской зоне включает внедрение в породы ольхонской серии толеитовых магм, что обусловило интенсивный прогрев (гранулитовый метаморфизм) и плавление коры, высокотемпературный метасоматоз с образованием преимущественно безводных парагенезисов [3], кристаллизацию жил и штоков лейкогранитов и сиенитов, массовое отложение графита. Все эти процессы протекали на фоне периодически возобновляющихся сдвиговых деформаций.

Графит образует рассеянную вкрапленность в породах разного состава и генезиса, прожилки, розетки, желваки. Изотопные данные указывают на гетерогенность источников углерода. Графит из кварцитов имеет значения  $\delta^{13}$ C (PDB) от -23.1 ‰ до -23.7 ‰, что присуще биогенному углероду [4]. В графите из жил гранитоидов значения  $\delta^{13}$ C -5.1...-5.9 ‰, что характерно для мантийного углерода [4] и -13.8...-14.6 ‰; графит из прожилков в кристаллосланцах и желваков имеет  $\delta^{13}$ C от -10.7 ‰ до -13.5 ‰.

Гранитоиды представлены лейкократовыми породами с широкими вариациями SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O; преобладают субщелочные лейкограниты (SiO<sub>2</sub>=72–75 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O= =7.4–9.9 %) и сиениты (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O до 14 %). Породы умеренно глиноземистые (ASI=0.99–1.11), железистые (82–96 %), высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O=0.9–4.0). Для лейкогранитов и сиенитов характерны низкие содержания MgO, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, F, Nb (<5–11 г/т), Y (3–19 г/т), Th, P3Э (8–54 г/т), Rb, Zn, Be, Sn, Co, V, умеренные СаО, высокие Ba, Sr и резкий Еu максимум.

Акцессорные минералы гранитоидов представлены минералами Fe, Ti, W, Zr, Th, Ce, C, P и B: ильменитом, сфеном, рутилом, шпинелью, вольфрамитом, шеелитом, цирконом, бадделеитом, торитом, торианитом, алланитом, монацитом, графитом, апатитом (Cl до 1.6 %), турмалином. Сфен, рутил и ильменит содержат примеси V.

Кристаллизация гранитоидов происходила при низкой  $a_{H2O}$  во флюиде ( $a_{H2O} < 0.3$ ) (рис. 1) [5]. Слюда из гранитоидов имеет высокую магнезиальность ( $X_{Mg}$  в основном 0.54–0.78); на диаграмме  $\mu$ H<sub>2</sub>O– $\mu$ K<sub>2</sub>O [6] точки составов слюды попадают в поле повышенного потенциала К и крайне низкого химического потенциала воды (рис. 2).

В экзоконтактовых зонах жил развиты клинопироксеновые (± КПШ, плагиоклаз, скаполит, сфен, апатит, графит) метасоматиты, обогащенные Y (до 540 г/т), Nb (до 55 г/т), P3Э (до 1500 г/т), Th, U, Ta, V, Co, Ni и имеющие отрицательную Eu-аномалию. Графит из прожилков и желваков образует парагенезис с титанистым (TiO<sub>2</sub>=4.1–4.4 %) магнезиальным ( $X_{Mg}$ =0.61–0.85)



Рис. 1. Средние составы гранитов на диаграмме Кв-Алб-Орт для разных а<sub>н20</sub> [5].

биотитом, содержащим  $Cr_2O_3$  до 0.22 % и F до 1.1 %. Желваки графита обогащены, по сравнению с кристаллосланцами, Ca, Fe, Mn, Ti, P, S, Y, Nb, Ta, Th, U, Hf, Mo, P3Э, Ni, V, Cu, Zn.

Флюидная система второго типа – окисленная, богатая фтором – проявилась в обстановке растяжения в период около 470±5 млн лет назад [1]. С этим этапом в Ольхонском регионе связано внедрение субщелочных микрогаббро, нефелиновых и щелочных сиенитов, редкометалльных гранитов и пегматитов аинского комплекса.

Породы аинского комплекса развиты в пределах Ангинской литопластины и на северовостоке о. Ольхон и включают биотитовые и лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты (в т.ч. амазонитовые). Петротипом является дифференцированный массив Ая, прорывающий породы эпидот-амфиболитовой фации. Его корневые части сложены средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами, которые выше сменяются мусковит- и гранатсодержащими лейкогранитами. Жильная фация представлена пегматитовыми и кварцевыми жилами. Типичными постмагматическими процессами являются альбитизация, гематитизация и грейзенизация. Биотит из пород комплекса высокожелезистый, глиноземистый; гранат спессартин-альмандиновый. В мусковите из амазонитового пегматита установлено до 13 % FeO и до 6 % F. Пегматиты содержат Sn-W-Ta-Nb (+ B, F) минерализацию: вольфрамит, касситерит, микролит (Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=62–66 %), минералы группы колумбита-танталита (Ta/(Ta+Nb)=0.40–0.55, Mn/(Mn+Fe)=0.70–1.0), танталат Pb, Nb-рутил, циркон, флюорит, турмалин и др. Кристаллизация гранитов происходила при  $P_{dn}\approx 2$  кбар и  $a_{H2O}\approx 1$  из расплава повышенной кислотности (рис. 1, 2).

Породы комплекса представлены субщелочными лейкогранитами (SiO<sub>2</sub>=74–76 %, Na<sub>2</sub>O+ +K<sub>2</sub>O=8.0–8.8 %); K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O снижается от 1.4 в биотитовых гранитах до 0.75 в лейкогранитах. Породы высокожелезистые (89–100 %), перглиноземистые (ASI=1.05–1.14), с низкими Ti, Mg, Ca, P; относятся к высококалиевой известково-щелочной серии. В биотитовых гранитах понижены, по сравнению с палингенными гранитами нормальной щелочности [7], содержания Li, Sr, Nb, Zr, Zn, Sn, Ba, элементов группы Fe и повышены Be, Pb, Rb, Th, U. Лейкократовые граниты по сравнению с биотитовыми обеднены Fe, Ca, K, Ba, Sr, La, Ce, Nd, Zn, Zr и обогащены Mn, Na, Nb (в 4 р.), U (в 3 р.), Rb, Y (в 1.9 р.), Cu, Pb, Be (в 1.2–1.5 р.). В амазонитовых пегматитах и аплитах, по сравнению с биотитовыми гранитами, понижены Fe, Ti, Ba, Sr, TR<sub>Ce</sub> и повышены F, Mn, Li (до 180 г/т), Cs (до 360 г/т), Rb (до 1200 г/т), Nb и Y (до 120 г/т), Sn (до 38 г/т) и др. Спектры P3Э близки к «равноплечим» и имеют Eu минимум (Eu/Eu\*=0.10–0.45).

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы. Со сменой геодинамической обстановки сжатия на обстановку растяжения в интервале от ~500 до ~470 млн лет в Ольхонском регионе связано изменение флюидного режима эндогенных процессов: в обстановке сжатия на породы воздействовал восстановленный высокоуглеродистый флюид, в обстановке


Рис. 2. Составы биотита на диаграмме  $\mu_{H2O}$ - $\mu_{K2O}$  [6].

растяжения произошло проникновение в земную кору окисленного флюида, обогащенного F (и В?). В обоих случаях воздействие флюидов происходило на фоне внедрения в породы коры мантийных расплавов: восстановленного флюида – на фоне толеитового магматизма, окисленного с повышенной активностью фтора – на фоне субщелочного и щелочного магматизма. Восстановленным флюидом привносился широкий круг отличающихся по химическим свойствам элементов: Ti, P, S, Y, P3Э, Nb, Ta, Th, U, Hf, Mo, Cu, элементы группы железа; посредством этого флюида осуществлялось перераспределение химических элементов между породами контрастного состава; при взаимодействии флюида с кислыми и щелочными расплавами происходила их дебазификация и вынос высокозарядных элементов в экзоконтактовые метасоматиты. С окисленной фторидной флюидной системой связано накопление в кислом расплаве Li, Cs, Rb, Ta, Nb, Y, Sn, Be и иные метасоматические процессы: альбитизация, гематитизация, грейзенизация.

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

- [1] Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады АН. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
- [2] *Летников* Ф.А. Автономные флюидные системы континентальной земной коры // Доклады АН. 2009. Т. 427, № 6. С. 810–813.
- [3] Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- [4] Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- [5] Ebadi A., Johannes W. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz–Ab–Qrt–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. Vol. 106. P. 286–295.
- [6] Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов Центральной Чукотки) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1970. № 7. С. 20–30.
- [7] Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1998. 494 с.

## U-Pb BO3PACT (SHRIMP-II) ЦИРКОНА ИЗ СИЕНИТОВ ТУНКИНСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

#### В.Б. Савельева, Е.П. Базарова

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

Тункинский массив находится на территории Бурятии, в Тункинских гольцах (Восточный Саян). Слагающие эту горную систему образования, согласно [1], относятся к раннепалеозойскому Тункинскому террейну, входящему в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса. Геологическое строение Тункинских гольцов характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, сформированной в результате коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским континентом в позднем кембрии – ордовике [2]. Юго-восточная часть Тункинских гольцов, по данным [3], сложена тремя структурно-вещественными комплексами. Первый – автохтонный комплекс (V-S(?)) – представлен терригенной верхнешумакской и карбонатной араошейской свитами. Второй – аллохтонный комплекс ( $\in$ (?)-S) – представлен уртагольской свитой, сложенной терригенными, карбонатно-терригенными и вулканогенными породами, и вышележащей существенно карбонатной толтинской свитой. Автохтонный и аллохтонный комплексы прорываются породами Тункинского массива и совместно с ними перекрыты груботерригенными красноцветными отложениями сагансайрской свиты неоавтохтонного структурно-вещественного комплекса [3].

М.М. Бусловым и др. [4] строение юго-восточной части Тункинских гольцов интерпретируется как два пакета тектонических пластин, формирующих антиформную структуру с падением поверхностей надвигов в южном и северном направлениях. Согласно данным этих исследователей, формирование тектонических пластин связано с позднекарбоновым и раннепермским коллизионными этапами, наложенными на ордовикскую деформационную структуру [4]. Датирование Тункинского массива позволяет уточнить временные рубежи основных структуррообразующих событий в юго-восточной части Восточного Саяна.

Авторами строение массива изучалось по долинам рек Бухота, Бугатай, Толта и Зун-Хандагай. На изученной территории в составе Тункинского массива преобладают граниты и лейкограниты преимущественно повышенной щелочности (SiO<sub>2</sub>=68–77 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=7.5–8.6 %), в резко подчиненном количестве представлены сиениты и субщелочные габброиды. Кварцевые и щелочно-полевошпатовые сиениты развиты в краевой северо-восточной части массива на контакте с кальцитовыми и доломитовыми мраморами. Взаимоотношения с субщелочными габброидами (SiO<sub>2</sub>=45.6–52.4 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=4.5–7.5 %) изучены недостаточно. Нами эти породы наблюдались в виде ксенолитов разных размеров среди гранитов.

Для гранитов в целом характерна нормальная гранитная структура и проявление на завершающей стадии кристаллизации порфиробластической микроклинизации; в целом же постмагматические изменения проявлены довольно слабо (за исключением зон катаклаза и милонитизации) и выражаются в мусковитизации и хлоритизации биотита, серицитизации и эпидотизации плагиоклаза (AH<sub>25-28</sub>), реже альбитизации, флюоритизации, а на контакте с карбонатными породами – карбонатизации и сульфидизации. Главным темноцветным минералом гранитов является биотит (железистость F=52–64 %, Al<sup>IV</sup>=1.12–1.19 на ф. е), в сиенитах отмечается роговая обманка (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=7.2–9.8 %). Пироксен в габбро полностью замещен амфиболом, по которому, в свою очередь, развивается хлорит; плагиоклаз соссюритизирован.

По химическому составу граниты массива относятся преимущественно к метаглиноземистым (ASI=0.89–1.04) образованиям высококалиевой известково-щелочной серии (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O= =0.85–1.03); железистость гранитов варьируется от 74 до 94 %. Геохимическими особенностями гранитов являются: умеренные содержания Rb (80–180 г/т), Sr (30–330 г/т), Zr (90–180 г/т), преимущественно повышенные содержания Ba (750–1400 г/т) и пониженные Nb (8–17 г/т) и Y (8–30 г/т). На диаграмме Rb – (Nb+Y) точки составов гранитов Тункинского массива ложатся преимущественно в поле постколлизионных гранитов, отчасти – в поле гранитов вулканиче-



Диаграмма с конкордией для цирконов из сиенитов Тункинского массива.

ских дуг, на диаграммах FeO\*/MgO – (Zr+Nb+Ce+Y) и (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/CaO – (Zr+Nb+Ce+Y) – преимущественно в поле нефракционированных гранитов.

Для габброидов характерны повышенные содержания  $TiO_2$  (в среднем 2.2 %),  $P_2O_5$  (0.62 %), F (0.11 %), Sr (970 г/т), Ba (710 г/т), Nb (20 г/т), Zr (153 г/т), Y (19 г/т), La (30 г/т), Ce (64 г/т), Be (2.1 г/т) и низкие Cr (99 г/т), Ni (64 г/т). По своим геохимическим особенностям габброиды отвечают типу внутриплитных базальтов.

Авторами было предпринято датирование U-Pb методом сиенитов краевой части Тункинского массива, отобранных в верховьях р. Бугатай. U-Pb датирование осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по стандартной методике [5] (аналитик С.Л. Пресняков). Зерна циркона преимущественно идиоморфные, величиной менее 0.25 мм, прозрачные, бледно-розовые, удлиненно-призматические (коэффициент удлинения преимущественно 1.5–2.0), с отчетливой осцилляторной зональностью. Содержание U в основном 800–1800 г/т, Th 340–1570 г/т; отношение Th/U 0.44–1.00. Всего выполнено 10 анализов в 10 кристаллах циркона, по которым получен конкордантный возраст 493.7±2.5 млн лет (рисунок), отвечающий раннему ордовику.

Полученные данные показывают, что проявление интенсивных покровно-складчатых деформаций в юго-восточной части Тункинских гольцов, обусловивших совмещение в них образований разных структурно-формационных зон [3], завершилось к раннему ордовику. Можно предполагать, что тектоническое скучивание в это время сменяется периодом растяжения и утонения коры, сопровождавшимся внедрением мантийных магм и плавлением коры, что обусловило формирование массивов сложного состава с участием субщелочных габброидов, сиенитов и субщелочных гранитов. Низкая степень окисленности железа в гранитоидах (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>//(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO)=0.18–0.25), присутствие в них сульфидов, относительно невысокие содержания F в породах (0.03–0.08 %) и Cl и F в биотитах отражают, в совокупности, особенности флюидного режима кристаллизации кислых расплавов.

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

- [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] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- [3] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна (стратиграфия, метаморфизм, формации). Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.
- [4] Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявления позднекарбонового и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Доклады АН. 2009. Т. 428, № 4. С. 496–499.
- [5] Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

### «КОРОВЫЕ» И МАНТИЙНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ ЗОНАХ ВЫСОКИХ И СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ – СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ

#### А.Ю. Селятицкий, Н.А. Селятицкая

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

Ультраосновные породы в коллизионных зонах высоких-сверхвысоких давлений могут быть источником важной петрологической информации. Среди этих пород в фанерозойских орогенических зонах различаются перидотиты, которые по генетическому признаку могут быть разделены на мантийные и «коровые». Первые внедрялись в форме тектонических фрагментов реститовой мантии в глубокопогруженную литосферу. Они сохранили все геохимические признаки пород, имеющих мантийное происхождение, и характеризуются высокими концентрациями MgO, низкими FeO, MnO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, относительно богаты такими редкими элементами, как Cr и Ni, и бедны РЗЭ, Zr, Y и Nb [1]. Это характерно практически для всех мантийных перидотитов по всему земному шару. Их называют также альпинотипными или орогеническими. Перидотиты второго типа («коровые») происходят из доколлизионных ультрабазит-базитовых предшественников низких давлений, первоначально находившихся в земной коре, а затем при субдукции вместе с корой погруженных в мантию. До метаморфизма высоких/сверхвысоких давлений протолиты «коровых» перидотитов претерпели существенные изменения химического состава [2, 3]. В противовес мантийным, они относительно богаты FeO, MnO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Zr, Y, Nb, P3Э и бедны MgO, Cr и Ni [1]. Как мантийные, так и «коровые» перидотиты позже были выведены на земную поверхность. Они рассматриваются как результат корово-мантийного взаимодействия и позволяют получать данные о характере субдукции и эксгумации, о структуре, свойствах и вещественном составе верхней мантии и низов коры.

Из-за нетипичного для ультрабазитов химического состава, редкой встречаемости и сложной геологической истории «коровые» перидотиты уникальны. Впервые такие перидотиты обнаружил Д. Карсвелл и др., изучая породы коллизионной зоны Западной Норвегии [4]. На основе особенностей петрохимического состава он разделил норвежские гранатовые перидотиты на два типа: Mg-Cr тип и Fe-Ti тип. Впоследствии перидотиты Fe-Ti типа стали называть «коровыми» [5], в то время как перидотиты Mg-Cr типа относятся к типичным мантийным образованиям. Вслед за Д. Карсвеллом, породы с таким же необычным составом были найдены в террейне Даби-Сулу, Восточный Китай [3], и в Кокчетавском массиве, Северный Казахстан [2].

Средние, минимальные и максимальные содержания компонентов в минералах «коровых» и мантийных перидотитов

	FeO	MnO	MgO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	f
Ol	20 (13-38)	0.22 (0.02-0.85)	<u>41 (26–46)</u>	0.02 (0-0.12)	<u>0.01 (0-0.15)</u>	0.02 (0-0.17)	0.19 (0.14-0.33)
	9 (4–13)	0.12 (0.01-0.24)	50 (46-55)	0.01 (0-0.1)	0.02 (0-0.43)	0.38 (0-0.58)	0.09 (0.04-0.14)
Opx	<u>12 (9–18)</u>	0.2 (0.03-0.43)	<u>30 (20–33)</u>	<u>0.07 (0-0.17)</u>	<u>0.01 (0–0.06)</u>	0.01 (0-0.05)	0.18 (0.13-0.32)
	6 (3–9)	0.14 (0.01-0.28)	34 (30–38)	0.09 (0-0.36)	0.31 (0-0.91)	0.07 (0-0.17)	0.09 (0.054-0.14)
Срх	4 (2-7)	0.05 (0.01-0.23)	<u>16 (13–18)</u>	0.05 (0.01-0.11)	0.17 (0-0.9)	<u>0 (0–0.03)</u>	0.12 (0.07-0.02)
	2 (1-4)	0.08 (0-0.33)	16 (14–19)	0.21 (0-0.97)	1.15 (0.19-3)	0.05 (0-0.53)	0.07 (0.03-0.12)
Grt	<u>16 (13–24)</u>	0.36 (0.15-0.9)	<u>15 (10–18)</u>		<u>0.12 (0-1.33)</u>	0.01 (0-0.04)	0.37 (0.29-0.57)
	10 (6–14)	0.47 (0.01-0.87)	20 (16-23)		2.1 (0.34-4.8)	0.02 (0-0.09)	0.21 (0.12-0.33)
Spl	<u>19 (16–29)</u>	0.12 (0.05-0.25)	<u>16 (11–18)</u>	<u>0.01 (0-0.03)</u>	<u>0.07 (0-0.25)</u>	0.01 (0-0.04)	0.41 (0.33-0.61)
	18 (10-42)	0.18 (0-0.45)	15 (4–21)	0.16 (0-0.73)	26 (4-55)	0.17 (0-0.78)	0.42 (0.21-0.86)

П р и м е ч а н и е. Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Spl – шпинель, f = Fe/(Fe+Mg) – железистость. В числителе приведены данные для коровых перидотитов, в знаменателе – для мантийных; цифра перед скобками – среднее значение, в скобках – минимум и максимум. Общее число анализов минералов: «коровых» – 184, мантийных – 466.



**Рис. 1. Геохимические различия мантийных (Mg-Cr типа) и «коровых» (Fe-Ti типа) перидотитов и пироксенитов.** *1* – мантийные перидотиты; *2* – мантийные пироксениты; *3* – «коровые» перидотиты; *4* – «коровые» пироксениты. В сумму РЗЭ входят La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb, Lu. Содержания MgO, FeO, TiO<sub>2</sub> – в мас. %, редких и рассеянных элементов – в ppm.

Поскольку валовые составы «коровых» и мантийных перидотитов существенно различаются, а слагающие их фазы – одни и те же (оливин, пироксены, гранат, шпинель), существуют и заметные различия в составах минералов из разных генетических типов (таблица).

«Коровые» перидотиты характеризуются необычно высокой железистостью и низкими концентрациями хрома и никеля в гранатах, оливинах, клино- и ортопироксенах и шпинелях (таблица, рис. 1–3), что не характерно для минералов из ультраосновных пород типичного ман-



Рис. 2. Диаграмма f(ol) – f(opx) для пар сосуществующих оливина и ортопироксена. 1-3 - «коровые» перидотиты: 1 – Западный гнейсовый регион, Норвегия; 2 - террейн Даби-Сулу, Восточный Китай, 3 - Кокчетавский массив, Северный Казахстан; 4-7 – мантийные перидотиты: 4 – Западный гнейсовый регион, Норвегия, 5 – перидотиты Европы (Западные и Центральные Альпы, Лигурийские перидотиты Италии, Бланский массив Чехии), 6 террейн Даби-Сулу, Восточный Китай, 7 - о-в Сулавеси, Индонезия. Точечным пунктиром показаны поля «коровых» составов, серой заливкой - поля «мантийных» составов. Содержание Fe и Mg в формульных коэффициентах; MnO, TiO<sub>2</sub>, NiO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – в мас. %. Всего 122 минеральных пары: 91 - из мантийных и 31 - из «коровых» перидотитов. На рис. 2 и 3 – точечным пунктиром показаны поля «коровых» составов, серой заливкой - поля мантийных составов.



**Рис. 3.** *А* – диаграмма Са-Fe-Mg для составов гранатов. *1–3* – «коровые» перидотиты: *1* – Кокчетавский массив, Северный Казахстан, *2* – Западный гнейсовый регион, Норвегия, *3* – террейн Даби-Сулу, Восточный Китай; *4–7* – мантийные перидотиты: *4* – Европа (Бланский массив, Чехия и перидотитовые комплексы Западных Альп), *5* – Западный гнейсовый регион, Норвегия, *6* – террейн Даби-Сулу, Восточный Китай, *7* – п-ов Сулавеси, Индонезия. *Б* – диаграмма Cr-Fe-Mg для составов шпинелей. *1* – «коровые» перидотиты Кокчетавского массива, Северный Казахстан; *2–5* – мантийные перидотиты: *2* – Бланский массив, Чехия, *3* – перидотитовые комплексы Западных Альп, *4* – террейн Даби-Сулу, Восточный Китай, *5* – п-ов Сулавеси, Индонезия.

тийного происхождения. Более высокие концентрации титана в мантийных клинопироксенах, шпинелях, а также ортопироксенах, по сравнению с «коровыми», по всей вероятности, объясняются тем, что в мантийных перидотитах эти минералы могут являться практически единственными концентраторами примеси TiO<sub>2</sub>, в то время как в «коровых» перидотитах высокое валовое содержание титана и железа обусловливает появление в значительных количествах (несколько %) самостоятельной титансодержащей фазы – ильменита. Этим же, вероятно, можно объяснить и похожие концентрации марганца в пироксенах, оливинах, шпинелях и, возможно, в гранатах.

Различия в химических составах «коровых» и мантийных перидотитов и в химических составах слагающих их минералов могут быть использованы для генетической диагностики ультрабазитов в докембрийских кратонах и коллизионных зонах при установлении природы их протолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00217) и Интеграционного проекта СО РАН № 2.

- [1] Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 99–119.
- [2] Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 564–591.
- [3] *Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S., Yui T.-F.* Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, Eastern-Central China // Journal of Metamorphic Geology. 2000. Vol. 18. P. 149–166.
- [4] Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A. The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet-peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bull. Mineral. 1983. Vol. 106. P. 727– 750.
- [5] *Brueckner H.K., Medaris L.G.* A general model for the intrusion and evolution of «mantle» garnet peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes // Journal of Metamorphic Geology. 2000. Vol. 18. P. 123–133.

## КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ – ИНДИКАТОРЫ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ???

Е.В. Скляров\*, В.С. Федоровский\*\*, А.Б. Котов\*\*\*, А.В. Лавренчук\*\*\*\*, А.М. Мазукабзов\*, А.Е. Старикова\*\*\*\*

\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru \*\*Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru \*\*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru \*\*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@uiggm.nsc.ru, a\_sklr@mail.ru

Карбонатные и карбонатно-силикатные породы – «визитная карточка» осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. При всей петрологической и металлогенической важности магматических (карбонатиты) и метасоматических проявлений, их доля в общем объеме карбонатных пород земной коры не превышает 5 %. В высокометаморфизованных и сложно дислоцированных комплексах появление карбонатных тел пластовой (иногда более сложной) формы среди силикатных пород заведомо считается индикатором осадочного или вулканогенного генезиса последних. Насколько правомерен и однозначен такой подход, мы и постараемся обсудить на примере Ольхонской коллизионной системы.

За последние годы в пределах Приольхонья были выявлены и изучены многочисленные жильные тела разных размеров и разнообразной конфигурации, сложенные «мраморами» и кальцифирами. Они присутствуют среди габброидов бирхинского комплекса, сиенитов Тажеранского массива и амфиболитов ангинской серии [2, 3, 5]. Эти тела рассматривались ранее в качестве ксенолитов или провесов кровли (например [1]). Детальные исследования позволили однозначно обосновать инъекционную природу таких образований и показать, что по своим изотопно-геохимическим характеристикам они не соответствуют мантийным карбонатитам [2, 3, 5]. Переинтерпретация отдельных, пусть местами и многочисленных карбонатных тел, казалось бы, не может поколебать традиционную точку зрения о природе основного объема карбонатных пород, участвующих в сложной мозаике коллизионной системы, однако здесь вступают в дело другие соображения.

1. Карбонатные породы участвуют в сложной мозаике преимущественно карбонатнобазитового состава, формируя сложные «смеси» мраморов, гранулитов основного состава или амфиболитов, а также метагабброидов. Такие образования были отнесены к мраморному меланжу [4] с обоснованием их тектонической природы. Предполагалось, что насыщение обломками силикатных пород мраморного матрикса обусловлено *протрузивным* внедрением карбонатов. Такие меланжи присутствуют в разных частях Ольхонского террейна, слагая значительные площади (р-н Тонты, междуречье Анга–Бегул, падь Крестовая) или образуя отдельные сравнительно маломощные жильные тела (северная часть о. Ольхон). Мраморные меланжи составляют уже очень приличную долю от всего объема карбонатных пород, т.е. количество инъекционных карбонатов существенно увеличивается

2. Доля только картируемых тел карбонатов составляет не менее 20 % общего объема метаморфических пород (рисунок). Преобладающая часть карбонатных пород представлена протяженными пластовыми телами кальцитовых и доломитовых мраморов, обычно с примесью силикатного материала. Прослеживание таких «горизонтов» на значительные расстояния (десятки километров) послужило в свое время основой представлений о сравнительно простой структуре метаморфических толщ и хорошей сохранности первично вулканогенно-осадочного разреза. Кажущаяся простота разреза вступает в противоречие с большим количеством сдвиговых пластин (более 50 [5]), выделенных в регионе, и со сложной картиной структурно-метаморфических преобразований, что ставит вопрос об автохтонности «пластов» мраморов.

Таким образом, представляется вполне вероятным, что преобладающая часть карбонатных образований Приольхонья находится не «in situ», то есть была инъецирована в силикатные



Схема расположения выходов карбонатных пород (черное) в Приольхонье.

породы в процессе сдвигового тектогенеза. Но тогда закономерен вопрос: а откуда взялись карбонаты? Такой вопрос не ставится в отношении многочисленных жил гранитов и пегматитов, общий объем которых сопоставим с объемом карбонатов. По умолчанию граниты рассматриваются как продукты ремобилизации фрагментов раннедокембрийской континентальной коры, участвующих в коллизионных процессах. Но широкое распространение мощных неопротерозойских карбонатных отложений в краевой части Сибирского кратона не исключает возможность участия в коллизии и мощных карбонатных фрагментов. Однако, если частичное или полное плавление силикатных пород в нижнекоровых условиях – многократно описанное явление, то карбонаты априори рассматриваются в качестве реститового компонента, подверженного только разнообразным пластическим деформациям. Так ли это?

Еще в 50-60-х годах прошлого столетия было показано, что в условиях высокого парциального давления  $H_2O$  и низкого  $CO_2$  плавление кальцитовых мраморов (в присутствии портландита) начинается при 640 °C (P=4 кбар) или 675 °C (P=1 кбар) [10]. Добавка в систему MgO снижает температуру плавления карбонатного матрикса до 600° C [6]. Опираясь на эти данные и результаты термодинамических расчетов метасоматических реакций, Д.Р. Ленц [7] обосновал возможность плавления карбонатов при воздействии флюидонасыщенных магм на карбонатную среду. Его принципиальная модель (см. рис. 1 в [7]) предполагает одновременное формирование эндоскарнов в краевой части магматического тела и выплавку карбонатных расплавов, внедряющихся в более верхние горизонты коры. Важнейшим условием плавления карбонатных толщ является поступление существенно водного флюида и удаление  $CO_2$  при процессах возможной декарбонатизации или «расходования» кальция и магния при взаимодействии карбонатов с силикатами. Несмотря на то, что модель предлагается для внедрения единичного магматического тела, она применима для более обширных областей нижней коры, в которой присутствуют значительные объемы карбонатных пород. Необходимо только присутствие водного флюида.

Сразу следует отметить, что прямых признаков интрузивного внедрения (расплавные включения) карбонатных и силикатно-карбонатных тел в Приольхонье пока не выявлено, поэтому вопрос о протрузивном или интрузивном внедрении карбонатов остается открытым. Но, рассматривая варианты интрузивного или протрузивного внедрения, мы предполагаем, что вопрос стоит не «или – или», а «и – и». Отчетливые структуры течения во многих проявлениях мраморного меланжа могут свидетельствовать о вязко-пластическом внедрении карбонатов. Массивная текстура и равномерность распределения силикатных минералов в жильных телах кальцифиров лучше объясняются с позиций расплавного состояния. Однако проблема далека от окончательного решения, поэтому на данном этапе исследований мы используем нейтральный термин «инъекционные» карбонаты.

Если авторские предположения верны, то возникает вопрос: а не уникальна ли Ольхонская коллизионная система? Нет! В Кристаллическом массиве Гималаев (Greater Himalayan Crystallines) описаны карбонатные тела, прорывающие гранулиты и формирующие целые рои дайковых тел [8]. Ранее эти карбонаты интерпретировались в качестве мраморных прослоев среди гнейсов, однако Ю. Лью с соавторами убедительно показали их инъекционную природу. В отличие от мантийных карбонатитов, изотопно-геохимические и минералогические особенности многочисленных тел доломитовых и более редких кальцитовых «мраморов» свидетельствуют об их формировании в результате плавления осадочно-карбонатного субстрата. Коровые карбонатные выплавки были зафиксированы в палеопротерозойском метаморфическом комплексе Северо-Китайского кратона [9], где они также считались осадочными прослоями, и в некоторых других метаморфических комплексах. Можно предполагать, что со временем список проявлений инъекционных карбонатов будет только увеличиваться.

- [1] Конев А.А., Самойлов В.С. Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
- [2] Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1405–1423.
- [3] Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Карбоналиты – продукты плавления метаосадочных пород в коллизионных обстановках: характер проявления и тектонические следствия // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 261–264.
- [4] Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
- [5] *Федоровский В.С., Скляров Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 4. С. 331–418.
- [6] Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J. Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in CaO–MgO–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O with applications to carbonatites // Morphology and Phase Equilibria of Minerals: Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association. Sofia: Bulgarian Academy of Science, 1986. P. 313–322.
- [7] Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology. 1999. Vol. 27, № 3. P. 335–338.
- [8] *Liu Y., Berner Z., Massonne H-J., Zhong D.* Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. P. 105–120.
- [9] Wan Y., Liu D., Xu Z., Dong C., Wang Z, Zhou H., Yang Z., Liu Z., Wu J. Paleoproterozoic crustally derived carbonate-rich magmatic rocks from the Daqinshan area, North China craton: Geological, petrographical, geochronological and geochemical (Hf, Nd, O and C) evidence // American Journal of Science. 2008. Vol. 308. P. 351–378.
- [10] Wyllie P.J., Tuttle O.F. Melting calcite in the presence of water // American Mineralogist. 1959. Vol. 44. P. 453–459.

## ВЕНДСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ДВА ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ

#### Ю.К. Советов

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

Венд в стратотипе на Восточно-Европейской платформе подразделяется на четыре горизонта (региональных яруса) [1], или в более поздней работе автора этого стратиграфического подразделения позднего неопротерозоя – на пять региональных ярусов [2]. Венд, как региональная серия, имеет нижнюю эрозионную границу в основании ледниковых отложений лапландского горизонта, а верхняя граница проведена в основании збручской, решминской и падунской свит и, как считается, совпадает с границей между ровненским и лонтоваским биостратиграфическими горизонтами, маркирующей подошву раннего кембрия [2]. Нижележащий ровненский или ровненский и котлинский региональные ярусы вместе сопоставлены с немакитдалдынским горизонтом Сибирской платформы. Если литостратиграфическим выражением немакит-далдынского горизонта признать маныкайскую свиту и ее аналоги на восточном и западном склонах Анабарского поднятия, как это было сделано первооткрывателем этого горизонта [3] и подтверждено позже [4], то на юге и юго-западе Сибирской платформы стратиграфический аналог маныкайской свиты (и немакит-далдынского горизонта) занимает ясную стратиграфическую позицию: комплекс отложений между усольской свитой вверху и подошвой катангской свиты внизу. Биостратиграфические и хемостратиграфические данные для такой корреляции были приведены в [5]. Анализ седиментологических последовательностей и эволюции осадочного бассейна на юго-западе Сибирской платформы подвел к аналогичной корреляции с дополнительным обоснованием историко-геологического характера нижней границы немакитдалдынского горизонта [6, 7]. Возможно, яркая связь перестройки биот с изменением внешней среды была одной из побудительных причин принять нижнюю границу немакит-далдынского горизонта как границу очень высокого стратиграфического ранга – между кембрием и эдиакарием [8]. Отложения немакит-далдынского горизонта входят в состав венда, но седиментологически и по обстановкам образования, а главное, по тектонической природе осадочного бассейна и, следовательно, геодинамике имеют родство с отложениями раннесреднекембрийского соленосного осадочного бассейна. Начало седиментации в немакит-далдынское время отмечено сменой структурного плана и тектонического погружения Сибирского кратона [6]. Имеет ли смысл увеличивать стратиграфический объем немакит-далдынского горизонта в связи с находками в отложениях древнее маныкайской свиты остатков скелетной фауны [5] или включать в него котлинский ярус венда Восточно-Европейской платформы [2]? С точки зрения корреляции и истории вендского осадочного бассейна очень важно не упускать из вида, что непосредственно ниже находятся карбонатные отложения с очень выразительной негативной аномалией  $\delta^{13}$ C [9]. Эту аномалию по последовательности седиментационных событий и экскурсий изотопноуглеродной кривой есть все основания сопоставлять с аномалией Вонока (Шурам) [10] – прекрасного коррелятива верхней части эдиакария [11, 12]. Верхняя граница негативной аномалии на Сибирской платформе совпадает с резкой литологической границей в основании катангской свиты и ее аналогами и региональным геофизическим репером М<sub>2</sub>.

Негативная аномалия в нижней части усть-юдомской и старореченской свите [12], оскобинской свите Байкитской антеклизы [13], жуинской серии Патомского нагорья [11], качергатской свите Прибайкалья подчеркивает связь изменения изотопной системы в океане с тектонической перестройкой Сибирского кратона [12]. Эта перестройка делит вендскую донемакитдалдынскую историю седиментации на два этапа: 1) этап пассивной континентальной окраины, 2) этап форландового (молассового) бассейна. Новые данные по седиментологии оселковой и байкальской серий Присаянского и Прибайкальского прогибов показали, что палеотектоника Сибирского кратона на двух этапах его эволюции принципиально различается. Различия выявлены по направлениям потоков и составу обломочного материала, палеогеографическому положению суши и моря, специфическим осадочным системам, а также по темпам осадконакопления [14].

Донемакит-далдынская часть вендского осадочного комплекса на Енисейском кряже, в Присаянье и Прибайкалье подразделяется на два подкомплекса: 1) преимущественно морской (нижний) и 2) континентальный (верхний). Подкомплексы разделены особенно резко в тех разрезах, где граница проходит между пачками мелководно-морских известняков и песчаников речных русел и поймы либо между кластическими отложениями штормовой зоны шельфа и дельты. Граница между подкомплексами разделяет подъемскую и немчанскую (таежнинскую) свиты на северо-востоке Енисейского кряжа, чистяковскую и гребенскую свиты на юго-востоке Енисейского кряжа, удинскую и айсинскую свиты в Присаянье, улунтуйскую и качергатскую свиты в Прибайкалье. Нижний (морской) подкомплекс более сложный по строению, подразделяется на три сиквенса и включает в базальной части ледниковые отложения. На плите подкомплекс представлен терригенными отложениями непского горизонта, имеет мощность в десятки и первые сотни метров и на сводах поднятий выклинивается. К периферийным прогибам – Прибайкальскому, Присаянскому, Северо- и Южно-Енисейскому – мощность нижнего подкомплекса увеличивается и достигает 500-700 м, максимально 1000 м и, по некоторым оценкам. 1250 м [14]. Полкомплекс в перикратонных зонах сложен шельфовыми силикокластическими, карбонатными и гибридными системами, образовавшимися выше и ниже базиса нормальных волн; самые глубокие – отложения штормов дальней зоны и кремнево-фосфоритовые отложения края шельфа в зоне действия апвеллинга (кылганская пачка улунтуйской свиты по [15, 16]). Шельф во время падения уровня моря перед образованием удинского сиквенса прорезался реками и распределительной системой дельт. Если сопоставлять базальные ледниковые отложения морского подкомплекса с эпохой оледенения Марино, а перекрывающую качергатскую и айсинскую молассы сопоставлять по хемостратиграфическим данным с усть-юдомской свитой с оценкой возраста в ней второй пачки доломитов 553±23 млн лет [17], то верхним ограничением подкомплекса, по приблизительной оценке, можно считать рубеж 555 млн лет, а суммарное время осадконакопления – около 80 млн лет. Оценка темпа погружения с учетом декомпакции примерно 1/3 разреза, сложенной глинистыми породами, для нижней части байкальской серии (голоустенской и улунтуйской свит) составляет 15-25 м/млн лет, для нижней части оселковой серии (марнинской и удинской свит) 8-10 м/млн лет. Погружение атлантической пассивной окраины Северной Америки в зоне перехода шельфа в континентальный склон в интервале времени от поздней юры до настоящего момента – 30 м/млн лет, пассивной окраины Южной Австралии – 30 м/млн лет, Парижского бассейна от раннего триаса до настоящего времени – 16 м/млн лет, грабена Викинг в Северном море за этот же интервал времени – 36 м/млн лет, атлантической окраины в районе Бискайского залива от позднего мела до настоящего времени – 11–25 м/млн лет. Данные для расчетов, без декомпакции, взяты в [18]. Данные расчетов темпов погружения периферических частей Сибирского кратона в раннем венде имеют близкие значения к темпам погружения современных пассивных континентальных окраин.

Континентальный подкомплекс венда в Присаянском и Енисейских передовых прогибах полностью сложен речными отложениями континентальной молассы, в Прибайкальском передовом прогибе качергатская свита байкальской серии сложена речными и дельтовыми отложениями только отчасти, примерно половину объема осадков составляют глинисто-алевритовые отложения шельфа. Время осадконакопления вендских моласс фиксируется в интервале 555–542 млн лет. Мощность качергатской свиты в наиболее погруженных частях Прибайкальского прогиба составляет 1000–1400 м, за счет декомпакции сланцев мощность осадков пересчитана до величин 1300–1800 м. Скорость погружения молассового Прибайкальского прогиба составляет.

В Присаянском прогибе оценки мощности айсинской свиты составляют 1300–1500 м. С учетом того, что эта моласса сложена отложениями анастомозирующих рек с большой долей илового материала, мощность первичных осадков должна быть пересчитана до 1850–2250 м. Скорость погружения прогиба за 13 млн лет накопления молассы колеблется в интервале 140–150 м/млн лет. Средняя скорость осадконакопления в Альпийском молассовом бассейне без декомпакции за 30 млн лет составляла 66 м/млн лет, в Венецианском бассейне на юге Альп – 200 м/млн лет. Как видно из расчетов, темп погружения передовых прогибов Сибирской плат-

формы близок к темпу погружения альпийских молассовых прогибов. По расчетам можно заключить, что второй преднемакит-далдынский этап осадконакопления на Сибирской платформе соответствует осадконакоплению в форландовом бассейне под тектонической нагрузкой, что полностью подтверждает сделанные раньше выводы о палеотектонике по типу осадочных систем, составу кластического материала и направлению его переноса от внешних орогенов на кратон.

- [1] Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1997. 156 с.
- [2] Sokolov B.S. Chronostratigraphic space of the lithosphere and the Vendian as a geohistorical subdivision of the Neoproterozoic // Neoproterozoic sedimentary basins. Stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. International Conference, Novosibirsk, 30 July – 02 August, 2011. Proceeding of the Conference / Eds. D.V. Grazhdankin, V.V. Marusin. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 4–5.
- [3] Савицкий В.Е. Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт // Аналоги вендского комплекса в Сибири: Материалы совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы / Под ред. Б.С. Соколова, В.В. Хоментовского. М.: Наука, 1975. С. 43–61.
- [4] Хоментовский В.В. Венд Сибирской платформы // Вендская система. 2. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Стратиграфия и геологические процессы / Под ред. Б.С. Соколова, М.А. Федонкина. М.: Наука, 1985. С. 83–161.
- [5] Хоментовский В.В., Файзулин М.Ш., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда юго-запада Сибирской платформы // Доклады АН. 1998. Т. 362, № 6. С. 813–815.
- [6] Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic-early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper 423. 2007. P. 549–578.
- [7] Sovetov J.K. Vendian subsidence of the southwestern Siberian craton: geodynamics and basin formation // Neoproterozoic sedimentary basins. Stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. International Conference, Novosibirsk, 30 July – 02 August, 2011. Proceeding of the Conference / Eds. D.V. Grazhdankin, V.V. Marusin. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 88–91.
- [8] Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. Vol. 27, № 2. P. 83–100.
- [9] Brasier M.D. Global ocean-atmosphere change across the Precambrian-Cambrian transition // Geological Magazine. 1992. Vol. 129, № 2. P. 161–168.
- [10] Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. Toward a Neoproterozoic composite carbon isotope record // Geological Society of America Bulletin. 2005. Vol. 117. P.1181–1207.
- [11] Pokrovskii B.G., Melezhik V.A., Bujakaite M.I. Carbon, oxygen, strontium and sulfur isotopic composition in Late Precambrian rocks of the Patom complex, Central Siberia: Communication 1. Results, isotopic stratigraphy, and dating problems // Lithology and Mineral Resources. 2006. Vol. 41, № 5. P. 450–474.
- [12] Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Anabar region, Northern Siberia // Geological Magazine. 1996. Vol. 133. P. 509–533.
- [13] Советов Ю.К., Благовидов В.В., Талибова А.Г. Изотопы углерода в карбонатных отложениях венда на юго-западе Сибирской платформы: корреляция с геодинамикой кратона, палеоклиматическими и палеогеографическими изменениями // Материалы XVIII Виноградовского симпозиума по изотопной геохимии / Под ред. Э.М. Галимова. М.: ГЕОХИ, 2007. С. 245–246.
- [14] Sovetov J.K. Late Neoproterozoic (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan range, south-western Siberian craton // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. IGCP 512. Geological Society, London, Memoirs 36. Chapter 28. 2011. P. 317–329.
- [15] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 183 с.
- [16] *Мац В.Д., Егорова О.П.* Стратиграфия байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритоносности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. 1957. Вып. 1 (22). С. 47–58.
- [17] Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Рb-Pbизохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Доклады АН. 2003. Т. 393, № 1. С. 83–87.
- [18] *Einsele G.* Sedimentary basins. Evolution, facies, and sediment budget. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. 628 p.

### ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРИКТОЦЕНОЗА ВЕНДСКИХ МЕТАZOA В БИРЮСИНСКОМ ПРИСАЯНЬЕ

#### Л.В. Соловецкая, Ю.К. Советов

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

Поздневендские отложения большеайсинской пачки, мощностью около 60 м (рисунок), вмещающие проблематичные остатки мягкотелых Metazoa, подстилаются гляциофлювиальными отложениями плитнинской пачки марнинской свиты и перекрываются флювиальными отложениями нижнеудинской пачки удинской свиты. Нижняя граница – поверхность размыва и перерыва, связанного с трансгрессией моря на гляциофлювиальные песчаники зандр, верхняя граница также связана с размывом и врезанием флювиальных гравелитов и песчаников в верхнюю часть большеайсинской пачки. Нижние две трети отложений образовались в штормовой обстановке, верхняя треть – в приливной обстановке. Появление биоты мягкотелых животных авторы связывают именно с этой сменой режима седиментации и фациальной зональности в бассейне.

В проксимальных темпеститах найдены только единичные остатки мягкотелых животных. Главные признаки штормовых отложений: размыв в основании, параллельно-горизонтальная слойчатость в нижней части и косоволнистая слойчатость в верхней части, очень ярко выраженные волновые (в срезе) и бугорчатые (в плане) поверхности (hummock cross-stratification или HCS, с длиной волны 1.5–2.0 м).

Текстурные признаки отложений, вмещающих основную массу находок, характеризуются мелкой косой слойчатостью, четкой морфологией подводных приливных каналов, подошвенными знаками, редкими интракластами. Крупные каналы имеют видимую ширину в десятки метров и мощность выполняющих осадков первые дециметры до 1.5 м. Узкие дистрибьюторы имеют почти изометричные основания каналов V-образной формы высотой и шириной в первые дециметры и врезаны в тонко-горизонтально-слойчатые или тонко-косоволнисто-слойчатые тонкозернистые слюдистые песчаники и алевролиты слабых течений. Каналы выполнены мелко-косослойчатыми песчаниками разной зернистости. В обнажениях каналы выглядят более массивными слоями, как правило, перекрываются слоем параллельно-горизонтально-слойчатого песчаника. Каналы и перекрывающие песчаники интерпретируются как дистрибьюторы приливных течений и приливные отмели вблизи побережья.

Остатки ранневендских мягкотелых сборов 2001–2011 гг. из большеайсинской пачки своей уникальностью поставили нас перед необходимостью дать им предварительные названия. Сохранность этих палеонтологических находок комбинированная: теневые структуры на подошвах пластов слюдистого песчаника соседствуют с объемными слепками, часто мы имеем как позитивный, так и негативный отпечатки, подчеркнутые блестящей (возможно гематитовой) корочкой. Были выделены видовые группы, связанные с образом жизни животных: бентосные прикрепленные, бентосные подвижные и планктон. Бентосные подвижные животные населяли каналы или заносились в них потоками воды, планктон был занесен приливными течениями.

Седентарные Sayanites udae, сохранившиеся в песчаниках подводных каналов, со стомами и прикрепительными дисками, могут свидетельствовать о захоронении на месте проживания и служить надежными палеоэкологическими индикаторами. Сидячий бентос, по-видимому, заселял каналы в стадии личинок.

Подводные каналы мелководной дельтовой платформы, в результате циркуляции водных масс, обеспечивали поставку необходимого количества пищи и кислорода, возможно с Сибирского кратона. Скорость циркуляции воды была большой настолько, что позволяла освободить от бактериального мата твердый субстрат, что давало возможность надежно закрепиться седентарному бентосу и в то же время удерживаться в потоках. После катастрофических течениевых событий подводные каналы бережно захоронили остатки мягкотелых животных, создали усло-



Седиментология большеайсинской пачки марнинской свиты в разрезе на правом берегу р. Уда, урочище Плиты, Бирюсинское Присаянье. 1 – темпеститы песчаниковые крупно- и среднепластовые с хорошо выраженной HCS; 2 – темпеститы мелкопластовые; 3 – темпеститы тонкопластовые; 4 – песчаники и алевролиты с тонкой рябью течений; 5 – ламинитовые течениевые циклиты; 6 – песчаники мелкокосослойчатые подводных приливных каналов; 7 – песчаники косо- и параллельно-горизонтально-слойчатые подводных приливных каналов; 8 – узкие подводные промоины приливов; 9 – эрозионные поверхности; 10 – песчаники параллельно-слойчатые приливных отмелей; 11 – песчаники и алевролиты приливных отмелей; 12 – пакеты тонкокластических отложений с микроцикличностью приливов; 13 – оползневые деформации; 14 – стратиграфическое положение находок остатков биоты мягкотелых животных.

вия для литофикации осадка и образования псевдоморфных замещений мягких тканей. Блоки массивных песчаников в матрице из тонкообломочных отложений, содержащие остатки Metazoa, являются легко разрушающейся частью скальных разрезов пачки, и осыпи у подножья обнажений состоят, в значительной мере, из обломков этих отложений. Именно поэтому первые массовые находки остатков мягкотелых животных были сделаны сначала в осыпях и только затем идентифицированы на нескольких стратиграфических уровнях в разрезе большеай-синской пачки. Остатки биоты распространены широко. Находки были сделаны в обнажениях и в осыпях под обнажениями большеайсинской пачки на р. Уда, в урочище Плиты, на горе Богатырь, в урочище Гладкий Мыс. Результаты седиментологических исследований и детального изучения палеонтологических находок подтверждают ранние выводы о появлении биоты ранневендских Metazoa вместе с трансгрессией моря после таяния ледников на Сибирском кратоне и других палеоконтинентах, т.е. после планетарного климатического кризиса.

#### ТЕРМАЛЬНЫЕ И ХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ НА ГРАНИЦЕ МАНТИЙНАЯ ЛИТОСФЕРА – АСТЕНОСФЕРА СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПЕРИОД СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ЦИКЛА

Л.В. Соловьева\*, С.И. Костровицкий\*\*, Д.А. Кошкарев\*

\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, solv777@crust.irk.ru \*\*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, serkost@igc.irk.ru

Среднепалеозойский кимберлитовый магматизм на Сибирском кратоне является наиболее продуктивным на алмазы. Его развитие связывают с подъемом глубинного Якутского плюма [1]. Плюм производит мощное термальное и химическое воздействие как на вышележащую литосферную мантию, так и на подлитосферное вещество, создавая там горячую астеносферную линзу [2]. Термальное возбуждение у подошвы литосферной плиты Каапвальского кратона (Южная Африка) было зафиксировано в 70-х годах в виде нестационарной высокой геотермы для района Лесото [3]. В дальнейшем подобное явление было зафиксировано под большим количеством разновозрастных кимберлитовых трубок в различных районах мира, в том числе в центральной части Сибирского кратона под трубкой Удачная. Л.В. Соловьева и др. [4] показали, что минералы из предкимберлитовых метасоматитов, развивающихся в низах литосферной плиты под влиянием горячих астеносферных флюидов, показывают температуры, превышающие стационарную геотерму на 150–300 °С. Как в метасоматитах, так и в гранатовых лерцолитах, не имеющих признаков модального метасоматизма, фиксируется реакционное замещение граната Сг-шпинелью. Все это свидетельствует о повышении температуры в мантийной литосфере вследствие термального воздействия плюма.

Одновременно происходит интенсивная химическая модификация вещества в астеносферном слое и в самой мантийной литосфере. В астеносферной линзе развиваются базитовые расплавы, дающие серию высокотемпературных мегакристов и своеобразных мантийных гранобластовых милонитов (деформированные перидотиты). Перед интенсивной деформацией и бластезом эти породы прошли стадию локального равновесия с просачивающимися астеносферными жидкостями, а часть из них, возможно, кристаллизовалась непосредственно из этих жидкостей [2, 5]. Кроме того, в астеносферную линзу попадают породы, отщепленные от подошвы литосферной плиты и также испытавшие действие астеносферных расплавов и последующей деформации. Для минералов из таких литосферных «ксенолитов» в астеносфере характерна зональность в распределении главных и редких элементов. Пример такой зональности по редким элементам показан на спайдердиаграммах в двух точках из зерна граната размером  $600 \times 600$  мкм (рисунок, *a*, *б*). В краевых зонах зерна на расстоянии 50–70 мкм от келифитовой каймы возрастает содержание FeO и TiO<sub>2</sub>. Кроме того, микроанализ показывает появление существенных содержаний  $K_2O$  и Na<sub>2</sub>O, что, скорее всего, связано с внедрением в гранат нанодоменов слюды. В точке Р2, расположенной в 20-30 мкм от келифитовой каймы, распределение редких элементов в зерне приближается к нормальному магматическому с последовательным увеличением нормированных концентраций РЗЭ от легких к тяжелым. На спайдердиаграмме (рисунок, *a*) линия P2 показывает четкий максимум Zr и Hf и слабый максимум Ti. Именно такое распределение редких элементов типично для низкохромистых мегакристов граната и крупнопорфиробластовых деформированных лерцолитов, представляющих астеносферное вещество [2, 5]. Кривая P1, соответствующая точке на расстоянии 70-80 мкм от келифитовой каймы, имеет синусоидный вид для РЗЭ (рисунок,  $\delta$ ) и минимум Zr и Hf (рисунок, a), что свидетельствует о немодифицированном распределении редких элементов, характерном для гранатов мантийной литосферы. Расчет по формуле диффузии 10 [7] показал, что время диффузии для Sm и Nd на расстоянии 60 мкм, рассчитанное по коэффициентам диффузии для граната при температуре 1200 °С [8], соответствует приблизительно 200 годам. Таким образом, процессы диффузии элементов в гранате происходили незадолго до их попадания в кимберлит и его подъема на поверхность. Этот вывод соответствует данным по возрастам мегакристов низко-



минерал/хондрит



Нормированные по хондриту [6] концентрации несовместимых редких элементов в двух точках зерна граната из деформированного мелко-порфиробластического лерцолита: Р1 – в 70–80 мкм и Р2 – в 20–30 мкм от келифитовой каймы.

хромистой группы из разных трубок Южной Африки, близким возрастам включающих их кимберлитов [9].

Неравновесность химических процессов на границе мантийная литосфера – астеносфера в период среднепалеозойского кимберлитового цикла устанавливается также в зернистых лерцолитах, представляющих мантийную литосферу. В отдельных ксенолитах лерцолитов, в разной степени проработанных восстановленными астеносферными флюидами на ранней стадии кимберлитообразующего цикла, распределение редких элементов в гранате показывает их интенсивную экстракцию, а в клинопироксене – первичное незатронутое распределение, что связано с более интенсивной диффузией элементов и более низкой температурой закрытия системы в гранате [8]. В одном ксенолите зернистого лерцолита зерна граната, расположенные рядом с оранжевым (невосстановленным) оливином, сохранили более высокие содержания редких элементов по сравнению с зернами вблизи восстановленного зеленого оливина.

В гранатах с аномально низкими содержаниями ряда редких элементов величина lg fO<sub>2</sub> на 5-7 порядков ниже по сравнению со стационарным мантийным рядом [10] и с ксенолитами, слабо затронутыми восстановленными флюидами при соответствующем давлении. Это свидетельствует о кратковременной и неравновесной проработке литосферной мантии восстановленными флюидами, поступающими из астеносферы.

Таким образом, можно констатировать, что имеется целый ряд термальных и химических свидетельств, указывающих на интенсивное тепловое и вещественное воздействие среднепалеозойского глубинного плюма на литосферную мантию и подлитосферное вещество Сибирского кратона, что приводит к подъему геотерм и химическим метасоматическим преобразованиям. Одновременно все эти термические и химические модификации на границе литосфера – астеносфера являются несомненными свидетельствами существования среднепалеозойского глубинного плюма.

- [1] *Ernst R.E., Buchan K.L.* Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary volcanism. American Geophysical Union Monograph. 100. 1997. P. 297–333.
- [2] Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 281–301.
- [3] Boyd F.R., Nixon P.H. Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of Northern Lesotho and Monastery Mine // Physics and Chemistry of the Earth. 1975. Vol. 9. P. 431–454.
- [4] Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Королюк В.Н., Егоров К.Н. Геохимическая эволюция глубинных флюидов в мантийной литосфере Сибирского кратона в период среднепалеозойского кимберлитового цикла // Доклады АН. 2010. Т. 434, № 4. С. 527–533.
- [5] *Burgess S.R., Harte B.* Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, I I: REE chemistry // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. P. 609–634.
- [6] McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
- [7] Мурин А.Н., Лурье Б.Г. Диффузия меченых атомов и проводимость в ионных кристаллах. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1967. 99 с.
- [8] Van Orman J.A., Grove T.L., Shimizu N., Layne G.D. Rare earth element diffusion in a natural pyrope single crystal at 2.8 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 142. P. 416–424.
- [9] Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constraints on their source regions // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45, № 8. P. 1583–1612.
- [10] Frost D.J., McCammon C. The redox state of Earth's mantle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2008. Vol. 36. P. 389–420.

### Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЬДОЙСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

А.А. Сорокин\*, А.Б. Котов\*\*, В.П. Ковач\*\*, Ю.Н. Смирнова\*

\*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru \*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

Ольдойский террейн (или «прогиб» по [1]) является составной частью Аргунского супертеррейна. Он сложен дислоцированными силурийскими (омутнинская свита), нижнедевонскими (большеневерская свита), нижне-среднедевонскими (имачинская свита), средне-верхнедевонскими (ольдойская и тепловская свиты), нижнекаменноугольными (типаринская свита) терригенными и терригенно-карбонатными отложениями.

Согласно ранее существовавшим представлениям [2–4 и др.], Ольдойский террейн рассматривался в качестве фрагмента пассивной континентальной окраины. Однако результаты проведенных геохимических исследований свидетельствуют о том, что терригенные отложения нижней части разреза по своему химическому составу близки осадкам, накапливающимся в обстановке пассивной континентальной окраины, а верхней – обнаруживают сходство с осадками, формирующимися в обстановке, определяемой субдукционными процессами (островной дуги и активной континентальной окраины) [5, 6]

Такая интерпретация согласуется со следующими геологическими данными: 1) в составе средне-верхнедевонской ольдойской свиты присутствуют прослои и линзы вулканических пород кислого состава [7]; 2) в основании нижнекаменноугольной типаринской свиты отмечаются конгломераты [7, 8]; 3) в пределах рассматриваемого региона выявлены гранитоиды с возрастом  $386\pm10$  млн лет и  $371\pm5.5$  млн лет [9]; 4) закономерность в распространении толщ в направлении от континента к Монголо-Охотскому палеоокеану нарушена, и раннекаменноугольные осадки не наращивают разрез в направлении от континента к палеоокеану, сменяя вслед за силурийскими и девонские отложения, а наложены на них в тыловой части континентальной окраины.

Для реконструкции особенностей источников сноса питающих провинций были выполнены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна, первые результаты которых приводятся в данной публикации.

В первую очередь следует отметить, что составы пород характеризуются определенными вариациями изотопных параметров єNd(0)=-8.7...-2.1, TNd(DM)=1.5-1.0 млрд лет.

При этом следует обратить внимание на следующие закономерности:

1) наиболее древний модельный возраст TNd(DM)=1.5–1.3 млрд лет свойствен терригенным осадкам силура, нижнего и нижнего-среднего девона – т.е. нижней и средней частям разреза;

2) вышележащие средне-верхнедевонские отложения характеризуются наиболее молодым модельным возрастом TNd(DM)=1.1-1.0;

3) в нижнекаменноугольных отложениях, венчающих палеозойский разрез, значения модельного возраста вновь приближаются к таковому в силурийских и нижнедевонских осадках TNd(DM)=1.2 млрд лет.

Такие вариации Sm-Nd изотопных характеристик палеозойских осадочных пород Ольдойского террейна могут свидетельствовать о том, что в источниках сноса в силуре, раннем и раннем-среднем девоне доминировали породы, по своим изотопно-геохимическим особенностям отвечающие рифейской изотопной провинции Центральной Азии [10, 11]. Омоложение Nd-модельного возраста средне-верхнедевонских терригенных осадков может быть связано с появлением нового (дополнительного) источника в области сноса. Таким источником, по нашим представлениям, могли стать упомянутые выше гранитоиды с возрастом 386±10 млн лет и 371±5.5 млн лет, которые характеризуются близнулевыми или положительными значениями параметра єNd(t)=-0.4...+3.2 и сравнительно молодым модельным возрастом TNd(DM-2st)= =1.1-0.9 млрд лет.

Полученные данные хорошо согласуются с результатами геохимических исследований терригенных отложений Ольдойского террейна, согласно которым на начальных этапах осадконакопление происходило в обстановке пассивной континентальной окраины, а на завершающих – в обстановке островной дуги или активной континентальной окраины. На основании одних геохимических особенностей осадочных пород Ольдойского террейна установить точный возрастной рубеж смены геодинамических обстановок (в силу определенной «инертности» этих особенностей) не представляется возможным. Однако, с учетом всех геологических данных, упомянутых выше, можно достаточно уверенно предполагать, что смена геодинамических обстановок приходится на конец среднего девона и поздний девон, что соответствует времени заложения Норовлинской окраинно-континентальной магматической дуги.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (гранты 09-II-СУ-08-004, 10-III-В-08-221).

- [1] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- [2] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- [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] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- [5] Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Попеко Л.И. и др. Особенности химического состава и тектонические условия накопления палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады АН. 2010. Т. 435, № 3. С. 361–364.
- [6] Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В. Геохимические особенности силурийских и нижнесреднедевонских терригенных отложений Ольдойского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 108.
- [7] Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200000 (издание второе) / Лист N-51-XVI. Становая серия / Под ред. Л.П. Карсакова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
- [8] Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.
- [9] Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Доклады АН. 2002. Т. 387, № 3. С. 382–386.
- [10] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
- [11] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.

## РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ТУРАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

А.А. Сорокин\*, А.Б. Котов\*\*, Е.Б. Сальникова\*\*, Ю.В. Смирнов\*, С.З. Яковлева\*\*, Н.М. Кудряшов\*\*\*

\*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru \*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru \*\*\*Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, nik@geoksc.apatity.ru

Туранский (Буреинский) террейн является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна – одного из основных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В «основании» террейна традиционно выделяются условно-раннедокембрийские метаморфические породы амурской серии (см. обзор в [1]). Однако в последние годы показано, что формирование протолитов метаморфических пород серии произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским этапом геологической истории [2–4]. Более молодой стратиграфический уровень Туранского террейна представлен [5] условно-позднепротерозойскими терригенными, терригенно-карбонатными и вулканогенными отложениями. Они перекрыты венд(?)-кембрийскими терригенно-карбонатными толщами, выполняющими ряд прогибов, наиболее крупным из которых является Мельгинский [5]. Среди магматических образований этого возраста выделяются гранитоиды условно-позднепротерозойского кивилийского и раннепалеозойского суларинского комплексов [1].

Основной объем Туранского террейна сложен условно-позднепалеозойскими и раннемезозойскими гранитоидами, при этом современными геохронологическими методами охарактеризованы только последние [6]. К наиболее молодым образованиям этого террейна относятся юрско-меловые морские и континентальные отложения Буреинского осадочного бассейна, а также меловые вулканические и вулканоплутонические ассоциации [1].

Таким образом, в строении Туранского террейна участвуют разнообразные по своему составу и возрасту геологические комплексы. При этом особый интерес вызывают условнопозднепротерозойские и раннепалеозойские магматические образования, которые, с учетом упомянутых выше данных, возможно, являются наиболее древними. Они и являются объектами нашего исследования.

**Туранская серия**. В составе туранской серии выделяется **[5]** три толщи (снизу вверх): 1) толща метапесчаников, метаалевролитов, метабазальтов (1500 м); 2) толща метаморфизованных риолитов, их туфов и игнимбритов (400 м); 3) толща метаконгломератов, метапесчаников (700 м). В схемах корреляции геологических комплексов эти образования условно относились к верхнему протерозою, хотя какие-либо сведения о возрасте толщ до настоящего времени отсутствовали.

Основные геохимические особенности метариолитов заключаются в обогащении такими элементами, как Rb (134–164 ppm), Ga (24–32 ppm), Nb (73–89 ppm), Ta (2.05–4.78 ppm), и деплетировании в отношении Sr (37–67 ppm). Распределение редкоземельных элементов умеренно дифференцировано [La/Yb]n=11.28 - 18.18 при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии Eu/Eu\*= 0.30 – 0.32. В целом, можно отметить, что эти породы по своим геохимическим особенностям близки вулканитам континентальных рифтовых зон.

Для геохронологических исследований (U-Pb метод) использован образец метариолита (обр. Z-6-7), характеризующийся наименьшей степенью вторичных преобразований. Циркон, выделенный из этого образца, представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными бесцветными и светло-желтыми кристаллами дипирамидально-призматической формы цирконового типа, ограненными призмой {110} и дипирамидой {111} и имеющими зональное строение. В некоторых зернах наблюдаются ядра. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 150 µm; Кудл.=2.0–3.0. Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы пять разноразмерных фракций. Фигуративные точки изотопного состава циркона четырех фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 504±8 млн лет, СКВО=0.17, нижнее пересечение отражает современные потери свинца. Учитывая то, что морфологические особенности циркона в проанализированном образце указывают на его магматическое происхождение, можно сделать вывод о том, что оценка возраста 504±8 млн лет, определяемая верхним пересечением дискордии, отвечает возрасту кристаллизации расплава, родоначального для риолитов туранской серии.

Кивилийский комплекс. К этому комплексу относят [1] порфиробластические граниты, гранодиориты и, реже, кварцевые диориты, массивы которых приурочены к выходам условнодокембрийских пород или представляют собой «останцы» среди более молодых интрузий. Наиболее типичным представителем кивилийского комплекса является Кивилийский массив, расположенный в северной части Туранского террейна.

По соотношению SiO<sub>2</sub>=65.48–74.82 % и суммы щелочей (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=6.8–8.3 %) гранитоиды рассматриваемого массива относятся к нормальному ряду. Они характеризуются дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов ([La/Yb]n=11–26) с хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu\*=0.31–0.73). В целом, по уровню концентраций малых элементов Ва (460–1300 ppm), Sr (131–376 ppm), Rb (67–120 ppm), Zr (90–340 ppm), Nb (7–13 ppm), Pb (12–24 ppm), Th (8.3–16.5 ppm) гранитоиды рассматриваемого массива сопоставимы с гранитами І-типа.

Для U-Pb геохронологических исследований (U-Pb метод) использован образец (обр. С-1107) порфиробластического роговообманково-биотитового гранита, отобранный из южной части массива. Акцессорные цирконы, выделенные из этого образца, представлены главным образом идиоморфными и субидиоморфными прозрачными бесцветными кристаллами призматического и длиннопризматического габитуса, размер которых варьируется от 50 до 250 μm; Кудл = 2.0-3.0. Они огранены призмой {100} и дипирамидами {101}, {201} и имеют зональное строение. Были проанализированы две микронавески (25-50 зерен) циркона, отобранные из размерных фракций 85–100 µm и 100–150 µm. При этом циркон из размерной фракции 100–150 µm был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке. Согласно полученным экспериментальным данным, циркон из размерной фракции 85-100 µm характеризуется незначительной дискордантностью U/Pb изотопных отношений. Точка изотопного состава остатка циркона после аэроабразивной обработки располагается на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 474±2 млн лет (СКВО=0.13, вероятность конкордантности 72 %). Среднее значение возраста изученных цирконов, рассчитанное по отношению <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, составляет 473±3 млн лет и в пределах ошибки совпадает с конкордантным возрастом остатка циркона после аэроабразивной обработки, который мы и принимаем в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для гранитов Кивилийского массива.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что и метариолиты туранской серии, и гранитоиды кивилийского комплекса имеют не позднепротерозойский возраст, как было принято считать ранее, а раннепалеозойский.

Наиболее древними из них являются метариолиты туранской серии – 504±8 млн лет. Практически аналогичный возраст – 514±14 млн лет – имеют субщелочные граниты Туранского террейна в нижнем течении р. Бысса (бассейн р. Селемджа). Рассматриваемые образования моложе, чем раннекембрийские терригенно-карбонатные отложения этого террейна, охарактеризованные комплексом атдабанских археоциат [5]. Учитывая, что исследованные риолиты туранской серии имеют признаки внутриплитного происхождения, можно предположить, что их формирование отвечает этапу раскола раннепалеозойской пассивной континентальной окраины.

Что касается гранитоидов кивилийского комплекса (473±3 млн лет), то следует отметить, что в последние годы близкие им по возрасту интрузии были установлены и в других террейнах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Среди них – гранитоиды Ковектинского (467±6 млн лет) и Южно-Тахтамыгдинского (472±2 млн лет) массивов восточной части Аргунского террейна [7]. В пределах Малохинганского террейна раннепалеозойский возраст

установлен для лейкогранитов Кабалинского (471±10 млн лет) и кварцевых сиенитов Дуриловского (461±5 млн лет) массива [8].

Все вышесказанное подтверждает широкое проявление раннепалеозойского магматизма в пределах практически всех континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. С учетом полученных к настоящему времени данных можно полагать, что раннепалеозойские гранитоиды фиксируют одно из наиболее ранних орогенических событий в структуре этих массивов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 10-05-00172, 11-05-98504-р\_восток\_а), Президиума ДВО РАН (09-I-OH3-09, 09-II-CO-08-007).

- [1] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- [2] Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
- [3] Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады АН. 2009. Т. 424, № 5. С. 644–647.
- [4] *Wilde S.A., Wu F.-Y, Zhang X.* Late Pan-African magmatism in the Northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi massif // Precambrian Research. 2003. Vol. 122. P. 311–327.
- [5] Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.
- [6] Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 717–728.
- [7] Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Ц. и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 414–424.
- [8] Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады АН. 2010. Т. 431, № 2. С. 228–232.

## ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ И ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

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

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

Новые изотопные данные [1–3 и др.] свидетельствуют о необходимости пересмотра не только возрастного положения стратонов позднего протерозоя юга Сибирского кратона (ЮСК), но и корреляционных схем региона [4 и др.]. Корреляция неопротерозойских формаций может быть выполнена на основе корректных изотопных, радиохронологических данных и с учетом интерпретации геодинамических обстановок. Это позволит представить схему последовательности геологических событий в неопротерозое ЮСК, удовлетворяющую на сегодня существующему объему данных (рисунок).



**Тектоно-палеогеографическая схема эволюции южного фрагмента Сибирского кратона в неопротерозое.** 1 – граница Сибирской платформы и Саяно-Байкальской горной области; 2 – современная граница Сибирского кратона; 3-5 – предполагаемая площадь морского пространства: 3 – мелководной части бассейнов и шельфов, 4 – впадин замкнутых и полузамкнутых бассейнов, 5 – возможных глубоководных впадин; 6 – предполагаемая площадь суши кратона; 7 – предполагаемая площадь суши островных поднятий; 8 – зоны рифтогенеза с магматизмом основного состава; 9 – участки аэрального вулканизма контрастного состава; 10 – участки гляциальных обстановок; 11 – вероятные дивергентные движения; 12 – вероятные конвергентные движения; 13 – обозначения стратиграфических подразделений (гор. – горизонты, сер. – серии, без обозначения – свиты): An-il – анангрская-илигирская; Dl – дальнетайгинский гор.; Dl(Os<sub>1</sub>) – дальнетайгинский гор. (оселковая сер.); Dl-Ur – делюн-уранская сер.; Drh – дархатская сер.; Hl-Tk – холоднинская-туколамийская; Jd – юдомский гор.; Jk – якорная; Kl – келянская; Kr – карагаеская сер.; Md-Bl – медвежевский-баллаганахский гор.; Mt – мотская сер.; Ok – окинская сер.; Ol – олокитская сер.; Pd – падринская сер., Pdr – падроканская.; Srh – сархойская сер.; Uk – усть-келянская; Ust – усть-тагульская; Zn – жуинский гор.; Zn(Kc) – жуинский гор. (качергатская); Zn(Os<sub>2</sub>) – жуинский гор. (оселковая сер.).

Основные разрезы ЮСК отражают три этапа развития региона: медвежевско-баллаганахский, дальнетайгинско-жуинский и юдомский [5]. На медвежевско-баллаганахском этапе (рисунок, А) осадконакопление определялось обстановками рифтогенного морского бассейна пассивной окраины юга Сибирского кратона. В начале этапа бассейн заполнялся базальтами, вулканомиктовым и терригенным грубообломочным материалом. Выше выделяются два мощных трансгрессивных цикла. Эти обстановки хорошо коррелируются с процессами распада суперконтинента Родинии в период 780-680 млн лет [6 и др.]. Период в 600-570 млн лет (рисунок, С) определяется началом конвергентных событий, заложением и эволюцией островной дуги и задугового бассейна. Предполагается, что формирование базальных слоев горизонта и их аналогов происходило 600-590 млн лет назад, а свидетельства присутствующих в них гляциальных событий коррелируются с глобальным оледенением Марино. Характерен островодужный (андезитовый) вулканизм, основной вулканизм спрединга задугового бассейна в Байкало-Муйской зоне. Их влияние устанавливается в осадках Бодайбинской и Патомской зон. Период в 570-560 млн лет (рисунок, D) характеризуется образованием окраинного бассейна форландового типа, который позже (с 560 млн лет) сменился системой предгорных прогибов орогенного этапа (рисунок, *E*).

- [1] Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
- [2] Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. Vol. 72. P. 2377–2391.
- [3] Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. Age constraints on the Upper Proterozoic Baikal Group from combined Sr and Pb-Pb isotope data for the sedimentary carbonates of the Baikal type section, Southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences. 2011 (in press).
- [4] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 60–79.
- [5] *Немеров В.К., Станевич А.М.* Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 456–470.
- [6] Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China ? // Earth and Planetary Science Letters. 1999. Vol. 173. P. 171–181.

## СВОДКА РЕЗУЛЬТАТОВ НОВЕЙШИХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ТУВЫ

## А.М. Сугоракова

Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных pecypcoв CO PAH, samina51@inbox.ru

За последние 15 лет на территории Тувы получен большой объем новой геохронологической и изотопно-геохимической информации о возрасте магматических образований и связанных с ними этапов рудообразования. Назрела необходимость систематизировать и анализировать новейшую информацию в целях выявления закономерностей пространственно-временной эволюции магматизма и его роли в процессах корообразования и рудообразования. В данной работе сведены в таблицу международная стратиграфическая шкала, известные стратифицированные образования в Туве, основные типы магматических образований, месторождения и полученные к настоящему времени новейшие геохронологические данные. В дальнейшем предполагается дополнить таблицу изотопно-геохимическими данными, координатами точек опробования, геодинамическими обстановками формирования геологических образований и на этой основе создать электронную базу данных.

Сис- тема	От- дел	нижн. границы стратигр. единиц, млн лет	Стратифициро- ванные образования	Магматические образования (массивы, тела)	Абс. возраст, млн лет	Источник информации	Полезные ископаемые	Месторождения
1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Q <sub>IV</sub>	0.01	вулканы, рых- лые отложения	вулк. Жом-Болок (β)	0.007	Иванов и др., 2009		
Неогеновая	Q <sub>I-III</sub>	1.8	вулканические, терригенные	ВТЛН (вулканы, лавовые реки) (β)	1.7–0.05 K-Ar	Сугоракова и др., 2003; Ярмолюк и др., 2003		
	$N_2$	5.3	вулканические	ВТЛН (вулкан. плато) (β)	2 K-Ar	Сугоракова и др., 2003; Ярмолюк и др., 2003		
	$N_1$	23.3	вулканические, терригенные	Кадыр-Сугское, Улугаргинское вулканич. поля (ξβ)	18–14 K-Ar	Сугоракова и др., 2003 Ярмо- люк и др., 2003		
еновая	Pg <sub>3</sub>	40	вулканические	Уюкское, Шуйское, Улуг-Ойское вулка- нич. поля (ξβ)	28–24 K-Ar	Сугоракова и др., 2003	сырьё для базаль- тового волокна	Уюк
Пео	Pg <sub>2</sub>	55.8						
Па	$Pg_1$	65.5						
н	$K_2$	99.6						
1елова:				карбонатиты (ξ) Центр. Тувы	120–115	Никифоров и др., 2006 Сальникова и др., 2010	РЗЭ, Fe, Ba, Sr, F, U, Mo	Кара-Суг, Улатай- Чоза, Чайлюхем
2	$K_1$	145.5		граниты (ү) в них	115–120	Болонин и др., 2009		
Юрская	J <sub>3</sub>	161.2	терригенные породы					
	$J_2$	175.6	терригенные породы с угля- ми				каменный уголь	Ээрбек, Элегест, Чадан, Каа-Хем
	$\mathbf{J}_1$	199.6	терригенные с углями	Каргинский дайко- вый комплекс (βυ)	205–180	Сугоракова и др., 2004		
Триасская	т	228		дайки базитов (βυ) и щелочных ба- зальтов (υ≿)	227	Борисенко и др., 2006	Hg, Au-Hg	Терлиг-Хая, Чаза- дыр, Арзак
	13 T	228						
	1 <sub>2</sub>	245						
	$T_1$	251				1		

Совмещенная шкала относительного и абсолютного возраста геологических образований на территории Тувы (использованы материалы 32 публикаций)

			1					1
	P <sub>3</sub>	260.4		Таштыузекский (ү)				
СКАЯ	P <sub>2</sub>	270.6						
				Сютхольский (ү)	277–290 K Ar	Митропольский, 1972		
				Ишкинский (м)	275_276	Митропопьский 1972		
					K-Ar			
				Купхольский (ү)	280 K-Ar	Митропольский, 1972		
				Солбелдирские	272 и	Кузнецова, Шокальский, 2011	Li-Cs-Ta-Sn-Be-B	Шук-Бюль,
epm				сподуменовые	292±5.2 U-Ph			Кара-Адыр
				Шивей (čv)	297 1+3 8	Сугоракова и др. 2011		
					293.3±3.8	- ) - e		
					U-Pb	Outonovono v zn. 2004	T- NI- DEE L	
				улуг-танзекскии (ἕγ)	295–278 Rb-Sr:	Сугоракова и др., 2004;	I a, ND, KEE, LI	улуг-танзек
	р	200		( ) / /	296±2 Ar-	Ярмолюк и др., 2010		
					Ar; 301±3			
	* 1	200			0-1.0		каменный уголь	Онкажа
	C <sub>3</sub>	326.4	углями				Ramerin bir yronb	Olikana
Б.				Дахунур ийолиты,	328±3	Не опубликовано		
оваз	C <sub>2</sub>	345.3		уртиты	Ar-Ar		~ ~~	10
бон			терригенные	Sn-W оруденение	352	Seltmann et al., 2007	Sn-W	Юстыдское
Kap			озёрно-	Юстыдскии (ү)	355	Seltmann et al., 2007	a w	<b></b>
			болотные	Балыктыгский (γ)	264 250	Comunica u	Sn-W	Балыктыг
	$C_1$	359.2		разование	Ar-Ar	Сотников и др., 2005	Cu-Mio-Au	Ак-Суі
			терригенные	Дерзигский (ү)	385±5	Руднев и др., 2006		
		мелководные, прибрежные и	Могенбуренские	0-PD 380	Seltmann et al. 2007			
	D <sub>3</sub>	385.3	наземные	пегматиты	500			
			терригенные	Алашский (ү)	392±17	Махлаев, 2001	Be, Au, Li-F	Алаш
			мелководные лагунно-		KD-SI			Ак-Суг
			морские соле-		401±10 Ar-Ar	Махлаев, 2001		
			носные		402±6,7	Не опубликовано		
	D <sub>2</sub>	397.5			U-Pb			
			вулканогенно-	Мунгашакский (γ)	401±7 Rb-Sr	Махлаев, 2001		
Б.			мелководные,	нефелинов. сиениты.	100 51		Al	Баян-Кол
lcka			соленосные, гипсоносные	ийолиты, уртиты				
eBO				Баян-Хаирханский	404 U-Pb	Не опубликовано		
ч				(57) Ак-Суг (рудообра-	400-405	Сотников и др 2003	Ωι-Μο-Αμπορ-	Ак-Суг
				зование)	Ar-Ar		фировое	, Cy.
							Cu-Mo-Au	Кызык-Чадр
				Хову-Аксы (рудооб-	387±4.7	Третьякова и др., 2010	Co-Ni	Хову-Аксы,
				разование)	AI-AI	T 0040		чергак
				As жилы	412-403 Ar-Ar	Третьякова и др., 2010		
				Чергак (ү) в Со-Ni	416±4	Третьякова и др., 2010		
				поле	U-Pb			
				bазитовые дайки, потоки (Вр)				
	$\mathbf{D}_1$	416		(190)			каменная соль	Дус-Даг
æ		-	пестроцв.	Шапшальский (у)	410 K-Ar	Махлаев, 2001		
ская			морские терри-	Монгун-Тайгинский	420 K-Ar	Seltmann et al., 2007		
урий	<b>S</b> <sub>3</sub>	418.7	натн., местами	(δ-γ)				
СИЛ	S <sub>2</sub>	428.2	континенталь-					
	$S_1$	443.7			445	14		<u> </u>
	O <sub>3</sub> 445,6		терриген. сероцв. морские	камптониты Агар- Дага (ξβ)	445	изох и др., 2001		
Ордовикская		445,6						
			серо-пестро- цветные терри- генные мор- ские, часто грубообломоч- ные, горизонты карбонатных пород	Хаялыгский (υ)	447±1.3	Ойдуп и др., 2006		
	O <sub>2</sub> 46	468.1		Шуйский (р)	449+4 2	Монгуш Сугоракова 2011		
				Бирдагский (ст.)	450+4 6	Ойдупидр 2011		
					U-Pb			
				Сархойский (ү)	450±5	Руднев и др., 2006		
	1			I	U-P0		1	

				Таннуольский (δ-γ)	451±5.7	Козаков и др., 1998		
				Арысканский (εν)	460-454 6	Костицын и др 1998	Ta Nb REE	Арыскан
					±1.4			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
				Ar Cur (Sad)	KD-SI 162 Ar Ar			
				Ак-Суг (бү) Башкымугурский	402 AI-AI 464 6	Козаков и др., 2003		
				(υδγ)	U-Pb	Козаков и др., 2001		
				Булкинский (ອບ)	465±5 Ar-Ar	Бородина и др., 2011		
кская			грубообломоч- ные субконти-	Чарашский (ү)	473±4.5 U-Pb	Руднев и др., 2006		
рдови			нентальные и прибрежно- морские терри- генные, часто красноцветные и маломощные вулканические образования	Байдагский (ү)	473±7 U-Pb	Петрова, Костицын, 2001		
0				Тесхемский (υδγ)	480 U-Pb	Козаков и др., 2001		
				Сподуменовые пегматиты Южного Сангилена	483±13 494±7 U-Pb	Кузнецова, Шокальский, 2011	Li-Ta-Nb-Sn-Be	Тастыг, Сутлуг
				Мажалыкский (თაბ)	484–478 Ar-Ar, U-Pb	Бородина и др., 2003; Сальни- кова и др., 2004		
				Тардан (орудене- ние)	485-481 Ar-Ar	Гаськов, 2008	Au	Тардан, Кара- Бельдир
	O <sub>1</sub>	488.3	З терригенные с незначитель- ным количест- вом карбонат- ных прослоев	Харал, кварциты, рудообразование	486 Ar-Ar	Дистанов и др., 2006	Au	Харал
				Аксугский (δγ)	497–488 Ar-Ar	Сотников и др., 2003		
				Солбелдир, Дзос- Хусуингол (ү)	488-508 U-Pb	Кузнецова, Шокальский, 2011		
				Чжаргалантский (ξγ)	490 U-Pb	Козаков и др., 2001		
				Хаялыгский (συ)	494,2±16,2 Ar-Ar	Не опубликовано		
				Хорумнугский (ү)	495 U-Pb	Козаков и др., 2001		
-	E <sub>3</sub>	501	карбонатно- терригенные.	Эрзинский (ү)	496 U-Pb	Козаков и др., 2001		
К				Баянкольский (γ)	507 U-Pb	Козаков и др., 2001		
ийска	E <sub>2</sub>	513	маломощные вулканогенно- терригенные с кремнистыми и карбонатными прослоями	Зубовский (оү) (?)	Ar-Ar	Руднев и др., 2006		
мбри				Эрзинский (υδ)	520 U-Pb	Козаков и др., 2001		
Kei				Восточно- Таннуольский (δγ)	520 U-Pb	Руднев и др., 2008		
				Орта-Адырск. (бү)	521 U-Pb	Козаков и др., 2001		
				Правотарлашкын- ский (δγ)	524 Ar-Ar	Козаков и др., 2001	Au, Ag, Cu, поли- металлы	Харал, Арголик, Кызыл-Таштыг, Кызыл-Таштыг,
				Аксугский (ү)	532–522 Ar-Ar	Сотников и др., 2003		ирізрії- ї аш
				анатектитовые граниты Зап.Санг.	536 U-Pb	Козаков и др., 2001		
				Байсютский (ү)	536 Ar-Ar	Руднев и др., 2006	-	
	€₁	542	вулканогенно- терригенные с кремнистыми и карбонатными, нижние гори- зонты — кар-	ироитеискии (оо)	539.6 Ar-Ar	монгуш и др., 2009		
				Коптинский (υγ)	536 U-Pb	Руднев и др., 2006	Au-Pt	Эйлиг-Хем, Кара- Бельдир
ская				вулканизм (υδ)			Zn-Pb-Cu-Au	Кызыл-Таштыг
Вендс				Агардагский (бү)	570 U-Pb	Pfander et al., 2005	хризотил-асбест	Саянское, Ак- Довурак
	V 600	оонатно- терригенные	Шатский (бү)	578.1±5.6 U-Pb	Монгуш и др., 2011			
ая			карбонатно- терригенные	<b>n</b>	750	V(	Аи в черн. сланцах	харал, Нарын
Рифейск	_	100-	континенталь- но-окраинные метаморфизо-	Детритовый циркон моренского и эр- зинского компл.	750 800-900 U-Pb	Козаков и др., 2001	Цистен- силлиманитовое алюминиевое сырьё	Западный Санги- лен
	R	1000	ванные					

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00796).

## НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ОЛЬХОНСКОЙ ЗОНЫ ИЗОЛЯЦИИ

### Арк.В. Тевелев

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

Байкальская рифтовая система является представителем очень характерного класса амагматических континентальных рифтов, сходных по морфологии, структуре и механизмам формирования. Ее ближайшими аналогами, практически двойниками, являются рифтовые сооружения западной ветви ВАРС (бассейны Танганьика и Малави). Все они представляют собой области растяжения континентального масштаба, которые сложным образом наследуют коровые неоднородности и состоят из множества рифтовых бассейнов, объединяющихся в рифтовые зоны. Отдельные рифтовые бассейны имеют разные размеры и находятся на разных стадиях развития, что наиболее заметно выражается в различиях их морфологии и осадочного заполнения. Бассейны обычно представлены полуграбенами, они подвижны и легко мигрируют по всей области растяжения, почти произвольно смещаясь друг относительно друга. Их границами являются деформационные структуры нескольких типов. Во-первых, это краевые сбросы полуграбенов, почти всегда имеющие сдвиговую компоненту движения – в случае Байкальской рифтовой системы, как правило, левостороннего. Во-вторых, это аккомодационные структуры (или *трансферы*), которые выравнивают, согласуют неоднородности режима растяжения в разных бассейнах, приспосабливая общую структуру рифтовой системы к однородному расхождению ограничивающих ее плит. Трансферы – это сложные образования, представленные сочетанием и разрывных, и пластических структур. Наиболее просты сдвиговые трансферные зоны, являющиеся латеральным ограничением рифтовых бассейнов, ориентированные косо или даже нормально к общему направлению растяжения. Их очевидным аналогом являются трансформные разломы СОХ. В случае, если краевые сбросы граничащих бассейнов наклонены навстречу друг другу, образуются трансферные зоны интерференции, обычно оформленные как структурно симметричные впадины с некоторым поднятием в осевой части. Если сбросы граничащих бассейнов наклонены друг от друга, образуются трансферные зоны изоляции, морфологически выраженные как поднятия-перемычки между рифтовыми впадинами. Поскольку односторонние грабены по определению асимметричны, их депоцентры при растяжении постоянно смещаются в направлении краевого сброса, который в результате также смещается в сторону лежачего крыла. Такое кинематическое поведение приводит к тому, что сдвиговые и интерференционные трансферные зоны оказываются относительно устойчивыми, долговременными образованиями, а зоны изоляции (перемычки) эфемерны и рано или поздно переходят в зоны интерференции. Понятно, что хрупкие деформации в узких и постоянно сужающихся перемычках, с обоих бортов ограниченных активными разрывами, наиболее интенсивны и, в структурно-геологическом смысле, наиболее информативны.

В строении Байкальской рифтовой зоны четко выделяются все эти типы структур. Южный бассейн оз. Байкал ограничен с юго-запада левосторонней сдвиговой зоной Култук, по которой он сопряжен с Тункинским бассейном (отметим еще раз, что трансферы растяжения имеют знак движения, противоположный видимому смещению растягивающихся структур). Морфологически Южный бассейн разделен на две ванны, которые граничат, вероятно, по малоамплитудной, также левосторонней Ангарской сдвиговой зоне. Граничные сбросы Южного и Центрального бассейна, кулисно перекрывающие друг друга, выделяют обширную зону интерференции Бугульдейка, в которую вложена дельта Селенги и которая известна катастрофическими землетрясениями. В районе сближения монополярных Приморского и Обручевского сбросов на западной периферии зоны интерференции сформирован мозаичный наклонный блок. Центральный и Северный бассейны оз. Байкал разделяются крупнейшей зоной изоляции Ольхон, в составе которой выделяется собственно Ольхонская перемычка – поднятие, прорезанное долиной Пра-Сармы, его продолжение подводный Академический хребет и кулисно подставляющее его поднятие Ушканьих островов, отделенное от основной перемычки небольшим сдвиговым трансфером. Расположенный к северу от перемычки большой Северный бассейн четко сегментирован трансферными зонами северо-восточного простирания. Их подводная структура не очень ясна, но во внешней конфигурации бассейнов они четко выражены эшелонированными сдвиговыми левосторонними смещениями, так что их общую кинематику следует считать сдвиго-сбросовой. Самым юго-западным элементом Северного бассейна, прижатым к Ольхонской зоне изоляции, является бассейн Малого Моря, продолжающийся на континент Чернорудской зоной, а самым северным (севернее трансферной зоны Турали) – Верхнеангарский бассейн, который через разрывные зоны того же северо-восточного простирания сочленяется с бассейнами Северо-Байкальской рифтовой зоны; последние являются скорее пуллапартовыми, нежели чисто рифтовыми структурами.

Учитывая многоэтапность развития рифтовых структур Байкальской системы и индивидуальность тектонического режима в каждом из ее элементов, трудно ожидать буквального (фрактального) повторения общего структурного плана БРС в строении отдельных ее частей. Наши исследования Приольхонского региона – наиболее изученного сегмента Ольхонской зоны изоляции, от долины р. Анги до пролива Малое Море, - показали, что здесь развита перекрестная неотектоническая зональность, в которой присутствуют новейшие тектонические элементы, соответствующие модели как поперечного, северо-запад – юго-восточного растяжения Байкальской зоны, так и ее продольного растяжения (и, соответственно, поперечного сжатия). Первые выражены, прежде всего, продольными сбросами и сбросо-сдвигами, четко контролирующими продольную ступенчатость региона. В то же время анализ хорошо выраженных горизонтальных смещений маркерных толщ этой территории раскрывает продольное растяжение и поперечное сжатие Приольхонья. Все крупные субширотные разрывные зоны демонстрируют явные (до многих десятков метров) правосторонние смещения, а субмеридиональные – левосторонние. То, что это именно молодые нарушения, а не препарированные древние, показывает их прекрасная выраженность в рельефе и смещения песчаных толщ – остатков плейстоценовых долин, прослеженных нами от правобережья Анги до бухты Орсо. Другое свидетельство – клавишные поднятия и плоскодонные рифтовые впадины района между Чернорудской зоной и Приморским сбросом, к северу от р. Кучелга. Такой структурный рисунок отвечает продольному растяжению – поперечному сжатию региона. Эти данные могут быть интерпретированы в том смысле, что в регионе имеет место площадное растяжение, главная ось которого при одних локальных условиях оказывается юго-восточной, а в других – северо-восточной. Современное «съедание» Ольхонской перемычки лучше вписывается во вторую модель – независимо от причин, приводящих к сужению зон изоляции.

Работа поддержана РФФИ (гранты № 08-05-00177, 11-05-00267).

#### БИОГЕОГРАФИЯ КОНОДОНТОВ В ОРДОВИКЕ КАЗАХСТАНА – ВЫХОД НА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Т.Ю. Толмачева\*, К.Е. Дегтярев\*\*, А.В. Рязанцев\*\*

\*Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Tatiana\_Tolmacheva@vsegei.ru \*\*Москва, Геологический институт РАН, degtkir@ginras.ru

Биогеография ископаемых организмов дает возможность оценивать степень сходства и различия фаун, в том числе фаун, населявших различные палеоконтиненты. При этом, чем больше у определенной фаунистической группы градиент латеральных биофаций при переходе от мелководных отложений эпиконтинентальных бассейнов к глубоководным морским, тем более эта группа пригодна для палеогеографических построений. Приоритетной фауной вполне справедливо считаются такие бентосные и фациально-зависимые организмы, как трилобиты и брахиоподы. Кроме того, их обычно короткоживущие личинки не способны пересекать большие водные пространства, в связи с чем формируются биоты, тем более обособленные, чем на большем расстоянии находятся их места обитания. В последнее время для палеогеографических построений разного масштаба наряду с бентосными группами широко используются и пелагические [1]. Однако применение конодонтов для выявления палеогеографических особенностей ордовикского периода до сих пор очень ограниченно, в том числе из-за общей неоднородной изученности конодонтов этого времени. Так, только относительно недавно было установлено, что конодонтовая фауна в неритовых фациях ордовика принципиально отличается от таковой в открытых океанических бассейнах [2]. Это напрямую связано с тем, что, в целом, глубоководные осадки, из которых можно извлекать конодонтов, исключительно редки, а конодонты в них исключительно слабо изучены.

Казахстан – это единственный регион в мире, где поиски конодонтов в кремнистых и кремнисто-терригенных толщах ордовика давно вошли в практику геологических работ, и где глубоководные конодонты относительно хорошо изучены [3]. Они традиционно относились к Северо-Атлантической палеобиогеографической провинции, охватывающей палеоконтиненты Балтоскандии и Южного Китая, находившиеся в ордовике в относительно высоких широтах [4]. Только недавно стало очевидно, что конодонты из кремнистых пород Казахстана и Киргизии по таксономическому составу практически не отличаются от фауны из глубоководных фаций Австралии, Шотландии и Канады [2]. Они характерны для всех океанических бассейнов и, в отличие от мелководноморских конодонтов, не дают возможности оценить расстояние между палеоконтинентами. Однако относительно более мелководноморские конодонты из карбонатных фаций Центрально-Азиатского пояса, включая Урал, Казахстан, Алтай и Среднюю Азию, до настоящего времени были изучены очень слабо.

В течение последних лет полевые работы в Казахстане и Киргизии сопровождались активным отбором карбонатных пород для изучения конодонтов, при этом наиболее многочисленными оказались местонахождения конодонтов среднего ордовика. Необходимо отметить, что средний ордовик был временем наибольшего биоразнообразия конодонтов, что напрямую связано с климатической стабильностью и разнообразием биотопов в это время.

Изучение конодонтов среднего ордовика из пятнадцати местонахождений, расположенных в разных частях Центрально-Азиатского пояса (рисунок), показало, что фауна из относительно мелководных карбонатов сильно отличается от конодонтов из кремнистых фаций. Отличия заключаются не только в значительно меньше выраженном доминировании отдельных таксонов и большем разнообразии мелководноморских комплексов, но и в другом таксономическом составе.

В целом для мелководноморских комплексов среднего ордовика Казахстана характерно исключительно высокое таксономическое разнообразие (до 30 видов в найманской свите



Биогеография конодонтовой фауны среднего ордовика Казахстана и прилегающих территорий. 1 – Северо-Атлантическая биогеографическая провинция; 2 – Мидконтинентальная (Сибирская) биогеографическая провинция; 3–4 – Западно-Азиатская (Казахстанская) биогеографическая провинция; 5 – Австрало-Азиатская биогеографическая провинция Тарима; 6 – границы структурно-фациальных зон Казахстана по [6] (I – Ишим-Каратау-Нарынская зона, II – Степняк-Бетпак-Дала-Северотяньшаньская зона, III – Ерементау-Чу-Илийская зона, IV – Жунгаро-Балхашская зона, V – Чингиз-Тарбагатайская зона); 7 – номера структурно-фациальных зон; 8 – местонахождения конодонтов из карбонатов; 9 – местонахождения конодонтов из кремнистых отложений.

Чингиз-Тарбагатайской зоны) и общее сходство с фауной палеоконтинентов, входящих в состав Восточной Гондваны. При этом мелководноморские конодонты Казахстана и Киргизии принципиально отличаются от одновозрастных фаун Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Это свидетельствует о том, что Казахстан в ордовикское время находился на значительном расстоянии от палеоконтинентов Балтоскандии и Сибири и относительно близко к окраине Гондваны.

Однако, несмотря на общее сходство конодонтов Казахстана с фауной Австрало-Азиатской биогеографической провинции [5], объединяющей австралийскую часть Гондваны, Тарим, Северный и Южный Китай, они имеют и существенные отличия, позволяющие рассматривать их в качестве отдельной Западно-Азиатской провинции (рисунок). С точки зрения биогеографии конодонты Центрально-Азиатского пояса не образуют единое целое. Комплексы конодонтов из Киргизского хребта (кенташская свита) и Чу-Илийских гор (узунбулакская свита) включают в себя эндемичные компоненты, встречающиеся на Тариме, поэтому можно предполагать, что Северный Тянь-Шань и юг Казахстана в среднем ордовике располагались ближе к окраине Гондваны, чем остальная часть Казахстана (рисунок). Конодонты из карбонатных линз верхов зорьевской свиты Восточно-Ишкеольмесского района отличаются по таксономическому составу от конодонтов Чингиз-Тарбагатайской зоны и других комплексов из Казахстана и, по всей вероятности, относятся к новому малоизученному биогеографическому району. Это же относится к конодонтам из единственного изученного местонахождения среднего ордовика Горного Алтая (воскресенская свита), которые с точки зрения биогеографии более близки конодонтам Казахстана, чем Сибири.

- Servais T., Blieck A., Caridroit M., Chen X., Paris F., Tortello M.F. The importance of plankton and nekton distributions in Ordovician palaeogeographical reconstructions // Le Bulletin de la Society geologique de France. 2005. Vol. 176. P. 531–543.
- [2] Zhen Yong-Yi, Percival I.G. Ordovician conodont biogeography reconsidered // Lethaia. 2003. Vol. 36. P. 357–369.
- [3] Tolmacheva T., Popov L., Gogin I., Holmer L. Conodont biostratigraphy and faunal assemblages in radiolarian ribbon-banded cherts of the Burubaital formation, West Balkhash region, Kazakhstan // Geological Magazine. 2004. Vol. 141, № 6. P. 699–715.
- [4] Дубинина С.В. Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика. М.: Наука, 2000. 239 с.
- [5] Webby B., Percival I.G., Edgecombe G., Vandenberg F., Cooper R., Pickett J., Pojeta J.Jr, Playford Winchester-Seeto T., Zhen Y.Y., Nicoll R.S., Ross J.P., Schallreuter R., Young G. Ordovician biogeography of Australasia // Memoirs of the Association of Australasian palaeontologists. 2000. Vol. 23. P. 63–126.
- [6] Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Vol. 43, № 6. С. 512–527.

## ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.А. Третьяков<sup>\*</sup>, К.Е. Дегтярев<sup>\*</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>\*\*\*</sup>, К.Н. Шатагин<sup>\*\*</sup>, А.Б. Котов<sup>\*\*\*</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>\*\*\*\*</sup>, И.В. Анисимова<sup>\*\*\*</sup>, С.З. Яковлева<sup>\*\*\*</sup>

\*Москва, Геологический институт РАН, degtkir@ginras.ru

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

shat@igem.ru

\*\*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru \*\*\*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, efletnic@igm.nsc.ru

Большую роль в строении палеозоид западной части Казахстана и Северного Тянь-Шаня играют массивы с докембрийской сиалической корой (Кокчетавский, Улутауский, Актау-Джунгарский, Чуйско-Кендыктасский, Северо-Тяньшаньский и др.), в строении фундамента которых принимают участие вулканические и интрузивные комплексы кислого состава. В последние годы для этих комплексов получены новые геохронологические данные, свидетельствующие об их средне- и позднерифейском возрасте. При этом была установлена пространственная разобщенность средне- и позднерифейских магматических комплексов. Кислые вулканиты и гранитоиды среднего рифея широко распространены в пределах Кокчетавского массива и на Северном Тянь-Шане, в то время как позднерифейские – на Актау-Джунгарском, Жельтавском и Каратау-Таласском массивах [1, 4, 5, 6, 8].

Наименее изученным современными геохронологическими методами до настоящего времени оставался Улутауский массив, являющийся одним из наиболее крупных докембрийских сиалических блоков в западной части палеозоид Казахстана. В строении южной части этого массива принимают участие метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы кислого, реже основного состава, в то время как его северная и восточная части в основном сложены метаморфическими породами амфиболитовой фации, представленными амфиболитами, гнейсами и амфиболовыми кристаллическими сланцами.

Характерной особенностью Южного Улутау является участие в строении его фундамента нескольких поколений докембрийских гранитоидных комплексов, среди которых выделяются: жаункарский комплекс гнейсо-гранитов, комплекс порфиробластовых гнейсогранитов, актасский комплекс субщелочных калиевых гранитов и карсакпайский комплекс щелочных сиенитов [7].

В конце 60-х и в 70-х годах XX века были проведены геохронологические исследования всех гранитоидных комплексов Южного Улутау альфа-свинцовым и свинцово-урано-ториевым методами. В результате этих исследований были получены оценки возраста внедрения гранитоидов, охватывающие интервал от середины раннего протерозоя до конца рифея [3]. На основании этих данных можно было предполагать, что в пределах Улутауского массива могут быть встречены гранитоидные комплексы широкого возрастного диапазона, включая средне- и позднерифейские. Для проверки этого предположения нами были проведены геохронологические исследования опорных массивов жаункарского, актасского и карсакпайского комплексов.

Гнейсограниты жаункарского комплекса слагают субмеридиональную цепь массивов средней величины, которые приурочены к западной и центральной частям Майтюбинского антиклинория Южного Улутау.

Были изучены гнейсограниты, слагающие сложнопостроенный Северо-Сарысайский массив. Преобладающими породами этого массива являются крупнозернистые лейкократовые граниты с порфировидной структурой. Они подвержены интенсивному рассланцеванию, которое максимально в приконтактовых зонах, где породы приобретают характерный облик гнейсогранитов. В подчиненном количестве в строении массива участвуют маломощные тела аплитовидных гранитов и кварцевые жилы. По химическому составу (SiO<sub>2</sub>=70.8 мас. %; ΣNa<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=9.6 мас. %) лейкограниты главной фазы массива соответствуют субщелочным гранитам. Из гранитов главной фазы Северо-Сарысайского массива на правом берегу р. Тумурза-Сарысай была отобрана проба U-9006 (47°56'26.1" с.ш., 66°26'55.1" в.д.), из которой был выделен акцессорный циркон, обладающий всеми признаками магматического происхождения. Для него была получена оценка возраста кристаллизации – 803±27 млн лет, соответствующая середине позднего рифея.

Гранитоиды актасского комплекса образуют серию массивов в северо-западной части Майтюбинского антиклинория. Был изучен петротипический Актасский массив, сложенный в основном крупнозернистыми гранитами с участками порфировидной структуры. Граниты несут следы интенсивного катаклаза и неравномерно рассланцованы. Породы дополнительных фаз внедрения представлены лейкократовыми аплитовидными гранитами. По химическому составу (SiO<sub>2</sub>=72.1 мас. %; ΣNa<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=10.1 мас. %) граниты Актасского массива соответствуют щелочным гранитам.

Из гранитов главной фазы Актасского массива в 4.5 км западнее пос. Актас была отобрана проба U-9003 (48°02'59.5" с.ш., 66°18'48.6" в.д.), из нее был выделен акцессорный циркон магматического происхождения, для которого была получена оценка возраста кристаллизации – 791±7 млн лет, что соответствует второй половине позднего рифея.

Карсакпайский комплекс представлен одноименным массивом, который прорывает гнейсы жийдинской серии и гнейсовидные граниты жаункарского комплекса. Массив имеет размеры 3.5×4.0 км и обладает концентрически зональным строением. Его центральная часть представляет собой асимметричный шток, сложенный породами главной фазы внедрения – крупнозернистыми биотит-пироксеновыми сиенитами с многочисленными ксенолитами кристаллических сланцев жийдинской серии. По химическому составу (SiO<sub>2</sub>–61.01 мас. %; ΣNa<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–14 мас. %;) породы главной фазы соответствуют щелочным сиенитам. Внешняя и средняя зоны массива образованы коническими дайками, которые сложены мелко- и среднезернистыми гастингситовыми и лейкократовыми щелочными сиенитами соответственно. К жильной серии массива относятся дайки и жильные тела щелочных сиенит-аплитов, щелочных лампрофиров и нефелиновых эгирин-авгитовых сиенитов [7].

В центральной части массива из пород главной фазы была отобрана проба U-9015 (47°54′04.2″ с.ш., 66°23′55.6″ в.д.), из нее выделен акцессорный циркон, морфологические особенности которого свидетельствуют об его магматическом происхождении. Для него была получена оценка возраста кристаллизации – 673±2 млн лет, соответствующая концу позднего рифея.

Таким образом, в результате проведенных исследований докембрийских интрузивных комплексов Южного Улутау установлено, что все они имеют позднерифеский возраст.

Для гранитов жаункарского и актасского комплексов, как и для вмещающих толщ, характерны метаморфические преобразования, выраженные в рассланцевании. В то же время щелочные сиениты карсакпайского комплекса имеют массивные текстуры и не несут следов метаморфизма. На основании этих данных можно предположить, что нижний возрастной предел метаморфизма зеленосланцевой фации, широко проявленного в Южном Улутау, составлял 790 млн лет, а верхний – 670 млн лет.

Для позднерифейского магматизма Южного Улутау характерна дискретность проявления. Выделяются три этапа: с первым этапом связано внедрение гранитов жаункарского комплекса (803±27 млн лет), со вторым – щелочных гранитов актасского комплекса (791±7 млн лет), а с третьим – щелочных сиенитов карсакпайского комплекса (673±2 млн лет).

Вероятно, что формирование различных типов докембрийских интрузивных комплексов связано с разными геодинамическими обстановками. Внедрение щелочных гранитов актасского комплекса и щелочных сиенитов, скорее всего, связано с различными этапами континентального рифтогенеза. При этом внедрение щелочных сиенитов непосредственно предшествовало заложению протяженного Ишим-Нарынского рифтогенного прогиба, Байконурский сегмент которого располагается к западу от Улутауского массива. Формирование этого прогиба началось в раннем венде с накопления грубообломочных терригенных толщ и излияния щелочных базальтов [2].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00933, 011-05-00924), гранта Президента РФ (МК-187.2011.5) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А., Яковлева С.З. Позднедокембрийская вулканоплутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстана): структурное положение и возраст // Доклады АН. 2008. Т. 421, № 4. С. 515–519.
- [2] Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
- [3] Зыков С.И., Ступникова Н.И., Филатова Л.И., Зайцев Ю.А., Краснобаев А.А., Филиппович И.З. Свинцово-урано-ториевое датирование докембрийских метаморфических пород Центрального Казахстана // Известия АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 20–37.
- [4] Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты гренвильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Доклады АН. 2007. Т. 417, № 4. С. 221–224.
- [5] Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Доклады АН. 2011. Т. 438, № 5. С. 644–648.
- [6] *Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.* Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Доклады АН. 2011. Т. 436, № 4. С. 499–503.
- [7] *Филиппович И.З.* Гранитоидные и гранито-гнейсовые комплексы Южного Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 178–195.
- [8] Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, Southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. doi:10. 1016/j.jseaes.2010.09.004 (in press).
## СТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК ГРАНИЦ ГЛАВНОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПРИОЛЬХОНЬЕ (БАЙКАЛ)

В.С. Федоровский\*, Ю.С. Бугакова\*\*, В.Е. Коварская\*\*

\*Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru \*\*Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Главная сдвиговая зона Ольхонского региона Западного Прибайкалья принадлежит к числу основных структур, определяющих картируемый на современной поверхности рисунок коллизионной системы ранних каледонид. При ширине в плане около 500 м протяженность зоны превышает 120 км. Главную сдвиговую зону отличает весьма напряженная конфигурация ее внутренней структуры. В строении зоны участвуют разнообразные метаморфические породы (амфиболиты, мраморы и мраморные меланжи, кальцифиры, кварциты, синметаморфические граниты), а также около десятка небольших массивов метагипербазитов. Ряд признаков позволяет рассматривать Главную сдвиговую зону как офиолитовую сутуру. Массивы гипербазитов нередко закатаны в рубашку из мраморов и мраморных меланжей (иногда карбонатные дайки проникают и в тела ультраосновных пород). Вокруг массивов гипербазитов картируются изгибы горизонтов пород и складок. Нередко в их контактовой зоне появляются жилы синметаморфических гранитов, встречаются скарны (гранатиты). Деформационная летопись Главной зоны включает два этапа формирования покровных структур и очень мощно проявленный сдвиговый тектогенез (еще два этапа синметаморфических деформаций). На значительном протяжении Главная сдвиговая зона хорошо выражена в современном рельефе – это узкий прямолинейный грабен с плоским днищем и невысокими, но крутыми бортами. Ее границы уверенно распознаются по бластомилонитам, очковым гнейсам и милонитам. Последние маркируют, правда, границы кайнозойской структуры, но унаследованный характер многих из них очевиден, и картирование границ не составляет большого труда. Интересная особенность зоны, выделяющая ее среди других многочисленных сдвиговых зон региона, – косое причленение к ней различных тектонических единиц, составляющих каркас коллизионной системы Ольхонского региона. Такая конфигурация надежно устанавливается в процессе детального картирования границ зоны с применением аэрокосмических данных высокого и сверхвысокого пространственного разрешения. В докладе рассматривается фрагмент Главной сдвиговой зоны, закартированный в Северо-Восточном Приольхонье между группой соленых озер в Тажеранских степях и проливом Ольхонские Ворота, отделяющим Приольхонье от острова Ольхон (масштабы маршрутных полевых карт – от 1:1500 до 1:5000, степень дешифрируемости – высокого класса).

Северо-западная граница Главной сдвиговой зоны не очень выразительна: на протяжении нескольких километров к ней примыкают породы комплекса Шебарта, включающие различные по составу гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы с линзами и горизонтами амфиболитов. Пакеты метаморфитов ориентированы практически параллельно Главной зоне. Лишь в северо-восточной части площади, вблизи пролива Ольхонские Ворота, этот однообразный набор сменяется пестрым по составу метаморфическим комплексом, в котором гнейсы и мигматиты полностью отсутствуют. Юго-восточная граница Главной сдвиговой зоны иная. Под косыми углами (10-20°) к ней примыкают многочисленные сдвиговые пластины Ольхонского региона, и именно это составляет контрастный структурный узор, красноречиво свидетельствующий о сдвиговой природе зоны. В рамках геологической карты северо-востока Приольхонья, подготовленной к изданию, хорошо видно, что к сутуре под исчезающе малыми углами последовательно подходят Центральная купольная зона региона, затем – сдвиговые пластины Загалмай и Будохта зоны Оргойта – Змеиная падь, вмещающие блокированные тела толеитовых метагабброидов, далее – семь пластин Нутгейского сдвигового дуплекса (кварциты, амфиболиты, мраморы, гипербазиты), а на ее северо-восточном отрезке – еще несколько сдвиговых пластин из состава композитной Тутайской гнейсово-купольной зоны. В свою очередь, пластины гнейсово-мигматитового состава разделены здесь узкими, но протяженными сдвиговыми пластинами, образованными пестрыми по составу метаморфитами ольхонского комплекса раннего палеозоя. Матрикс Главной сдвиговой зоны – тот же ольхонский комплекс, и по этому параметру все структуры такого рода идентичны. Картирование более обширной площади показывает, что на югозападе региона к Главной зоне примыкают сдвиговые пластины и иного состава, а «регулирующая» роль Главной зоны становится еще более отчетливой. Однако и на более ограниченной территории, в Северо-Восточном Прольхонье, вдоль юго-восточной границы зоны, уверенно картируется веер из 15 тектонических единиц. Главная сдвиговая зона как бы срезает весь этот сложный композит. Вместе с тем непосредственно в обнажениях такое срезание заметить никогда не удается – оно обнаруживается только путем картирования более значительной площади с использованием современного дистанционного материала.

Пластины юго-восточного борта зоны обладают собственной внутренней структурой, сформированной в процессе реализации нескольких этапов синметаморфических деформаций. Самые ранние из них носят покровный характер. В «чистом» виде наблюдать их удается крайне редко: ранние структуры искажены либо полностью уничтожены в результате проявления более поздних (но тоже синметаморфических) эпизодов купольного и сдвигового тектогенеза. В Северо-Восточном Приольхонье обнаружены две реликтовые площади развития таких ранних структур. Они дают представление о строении коллизионной системы до масштабного проявления сдвиговой тектоники, кардинально переработавшей предшествующие структурные композиции и покровного, и купольного генезиса.

Финансовая поддержка: грант РФФИ 11-05-00267, ГИН РАН, Интеграционная программа РАН и СО РАН.

## ДВА ТИПА КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР В КОЛЛИЗИОННОМ КОЛЛАЖЕ ПРИОЛЬХОНЬЯ (БАЙКАЛ)

В.С. Федоровский\*, А.М. Мазукабзов\*\*

\* Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru \*\* Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Структуры кольцевого типа давно обнаружены нами в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья при проведении здесь детальной геологической съемки с применением дистанционных аэрокосмических материалов высокого и сверхвысокого разрешения. Первоначально это были гранитогнейсовые купола, изометричная форма которых выражена не только в строении собственно гранитогнейсовых и мигматитовых ядер, но и в структуре оболочки, образованной различными по составу метаморфитами (амфиболиты, кварциты, мраморы, кальцифиры и др.), огибающими ядра куполов. Вместе с тем, генеральный стиль структуры региона связан с реализацией коллизии и сдвигового тектогенеза, что привело к масштабной линеаризации куполов. Но немало и таких мест, где досдвиговые гнейсово-купольные структуры сохранились; они распознаются на снимках высокого разрешения и могут быть объективно закартированы на местности. По мере наращивания площади детальной съемки, однако, структуры кольцевой морфологии стали обнаруживаться и без какой-либо связи с проявлениями купольного тектогенеза. Как оказалось, они возникли в результате сдвиговой деформации реологически неоднородной геологической среды, насыщенной многочисленными аллохтонными блокированными телами «жестких» габброидов, погруженных в маловязкий метаморфический матрикс. В таких условиях на общем фоне регионального сжатия и формирования крупных пакетов линейных складчатых систем реализуется вращение (роллинг) жестких габброидных аллохтонов. В этот процесс вовлекаются прилегающие к габброидным телам маловязкие метаморфиты. Линейные складчатые пакеты, образованные такими метаморфитами, огибают тела габбро и нередко формируют близкие к изометричным, а также вихревые структуры различных размеров (диаметр таких «колец» достигает сотен метров и первых километров). Таким образом, реально картируемые в регионе синметаморфические кольцевые структуры имеют совершенно разный генезис, и их объединяет лишь морфологическое сходство в современном срезе. Детальная полевая работа обнаруживает кардинальные отличия и во внутреннем строении таких систем. Становится ясно, таким образом, что, несмотря на внешнее сходство, кольцевые структуры составляют два типа, и они отличаются как по генезису, так и по внутренней анатомии.

В Приольхонье (а это степная площадь, примыкающая к Приморскому хребту и ограниченная с северо-востока проливом Ольхонские Ворота, а с юго-востока скальным побережьем Байкала) установлена система сдвиговых пластин, составляющая каркас локализованной здесь коллизионной композиции раннего палеозоя. Значительная часть пластин сложена пестрыми по составу метаморфитами, но немало и таких структур, в строении которых абсолютно преобладают гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы (комплекс Шебарта). Гранитогнейсовые купола (ядра и их оболочки) картируются здесь в изобилии, но справедливо будет отметить, что это удается сделать главным образом путем дешифрирования дистанционных материалов. Несмотря на то, что полевая заверка результатов дешифрирования практически всегда в деталях подтверждает картину, которая фиксируется из Космоса, степень обнаженности хотя и высока, но все же недостаточна для того, чтобы напрямую и уверенно обнаруживать купольные структуры. Вместе с тем, в регионе есть гранитогнейсовые купола, которые устанавливаются и без использования аэрокосмического материала - но это редкие исключения. Неслучайно такие структуры на прежних геологических картах полностью отсутствовали (теперь их здесь известны сотни). Важный момент – купола представлены на северо-востоке Приольхонья главным образом своими гранитогнейсовыми ядрами (таков современный срез). Наблюдению оболочек куполов препятствует тот факт, что сами пластины в плане – это протяженные, но узкие структуры; они ограничены бластомилонитовыми сдвиговыми швами, которые срезают изначальные контакты ядер и оболочек куполов. Однако близизометричная форма ядер куполов в итоге – с применением дистанционных данных – картируется достаточно уверенно. В плане размеры таких структур невелики, обычно это десятки и первые сотни метров. Как правило, купола группируются в системы, занимающие заметные площади. Отметим эмпирическое «комичное» правило (оно подтверждается для любых площадей проявления купольного тектогенеза) – чем ниже степень обнаженности, тем крупнее картируемые гранитогнейсовые купола. По-видимому, «элементарные» купола никогда не бывают крупными в диаметре. При слабой обнаженности они не поддаются картированию, а вот группировки («стада») куполов все же обнаруживаются, но ошибочно принимаются за отдельные структуры такого типа.

Изометричные (кольцевые) структуры вокруг блокированных тел габброидов и гипербазитов – их конфигурация и размеры – полностью зависят от размеров тел такого состава. На северо-востоке Приольхонья самые крупные из них достигают 2-3 км в диаметре, на югозападе – 5–10 км (только габброиды). Влияние жестких тел на структуру метаморфического матрикса обнаруживается примерно на половину их радиуса – при удалении от тел габброидов и гипербазитов кольцевые структуры быстро сменяются директивными пакетами линейных складок, отражающих регионально проявленную сдвиговую деформацию. Открытие последних лет работы на площади Ольхонского полигона – обнаружение многочисленных кольцевых структур в метаморфическом матриксе над невскрытыми в современном срезе массивами габброидов. Конечно, генезис таких систем нельзя пока считать полностью доказанным (здесь требуется серьезный объем геофизических работ), но важно уже то, что сами такие кольцевые складчатые комбинации реально установлены, и нужно найти объяснение их появлению. Если предположение о их связи с массивами базитов и гипербазитов, расположенных на некоторой глубине, подтвердится, общая картина складчатого процесса станет более понятной и менее противоречивой. Появление кольцевых складчатых комбинаций на фоне тотальных масштабов реализации сдвигового тектогенеза получит свое логическое объяснение.

Финансовая поддержка – грант РФФИ 11-05-00267, Интеграционная программа РАН и СО РАН.

## КЛАВИШНАЯ СТРУКТУРА РЕЛЬЕФА И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПРИОЛЬХОНЬЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Федоровский\*, А.М. Мазукабзов\*\*, А.Р. Агатова\*\*\*

\*Москва, Геологический институт РАН \*\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН \*\*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Специфическая (кварцитовая) кора выветривания и продукты ее переотложения были впервые установлены на относительно небольшой площади Мраморного плато в северовосточной части Приольхонья [1]. Сначала казалось, что этот тип коры выветривания ограничен только рамками основного водораздела Приольхонья с сохранившейся здесь древней поверхностью выравнивания. Дальнейшая работа показала, однако, что кора выветривания не только занимает гораздо более обширные пространства, но и отличается меняющимся от места к месту составом своих продуктов. Он соответствует составу каменного ложа, а также обнаруживает отчетливый тектонический контроль в распределении самих площадей локализации подобных образований. Картирование показало, что древняя поверхность выравнивания тектонически расчленена, а кора выветривания маркирует различные структуры плеча Байкальского рифта.

Красноречивая черта структуры современного рельефа Ольхонского региона (особенно ярко она выражена в Приольхонье) - клавишное устройство поверхности. Оно практически полностью отражает структурную конфигурацию матрицы раннепалеозойского фундамента, сформированного в процессе реализации сдвиговых деформаций, сопровождавших коллизию Ольхонского террейна и Сибирского континента. Сдвиговым деформациям предшествовали многоэтапные деформации покровного и купольного типов, но сдвиговый тектогенез был проявлен в раннем палеозое наиболее масштабно, тотально. В современном рельефе здесь вскрыты глубинные горизонты земной коры, «нарезанные» на десятки сдвиговых пластин, тесно спрессованных в коллизионном композите. Удивительно, что практически все основные пластины и разделяющие их зоны сдвигов коллизионного генезиса и соответствующего сжатия нашли полное отражение в рельефе, возникшем спустя полмиллиарда лет в процессе рифтогенеза. Несомненно, что «магистральные» сдвиговые швы палеозоя были повторно активированы при формировании Байкальского рифта и его плечей. Это не только без труда устанавливается при детальной отработке отдельных площадей, но и уверенно обнаруживается при дешифрировании современных аэрокосмических материалов высокого и сверхвысокого разрешения, исключающих какие-либо сомнения при составлении геологических карт. Более сложным оказывается анализ причин формирования клавишного рисунка современного рельефа. В докладе мы рассматриваем один из вариантов возможной интерпретации. Разумеется, могут быть предложены и иные трактовки, но несомненно то, что сам клавишный поперечный профиль Приольхонья и его зависимость от структуры раннепалеозойской матрицы – очевидный факт, не требующий никакой дополнительной аргументации. Для этого достаточно сравнить геологическую карту Приольхонья, топографическую карту, аэрофотоснимки и космические снимки этой местности - совпадение раннепалеозойских и современных линеаментов очевидно.

Состав сдвиговых пластин раннепалеозойской матрицы резко дискретный. В намеренно схематизированном варианте можно выделить два типа пластин. Один из них образован биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, мигматитами, гранитогнейсами, редкими горизонтами амфиболитов (комплекс Шебарта). Другой тип пластин включает пестрый набор пород ольхонского и ангинского комплексов, а также комплекса Орсо, метаморфизованных в различных термодинамических условиях (кристаллические сланцы основного состава, кварциты, мраморы и мраморные меланжи, микрогнейсы (лептиниты), массивы габброидов и ультрабазитов, сиениты и нефелиновые сиениты, жильные гранитоиды). Комбинации этих пород различны, они меняются от места к месту, но мигматиты и гранитогнейсы, свойственные первому типу пла-

стин, здесь полностью отсутствуют. Общее правило: мигматит-гранитогнейсовые пластины всегда отчетливо выражены в современном рельефе в виде «хребтов», горстов, в то время как пластины, образованные пестрыми по составу комплексами, формируют грабены. Разумеется, такое предельно упрощенное представление не бесспорно, потому что формально оно не отвечает высотным отметкам рельефа и некоторым другим параметрам. Например, массивы габброидов располагаются только в пределах палеозойских пластин, коррелируемых с грабенами современного рельефа, но они практически всегда занимают господствующие вершины, которые намного выше окружающих «хребтов», образованных гранитогнейсами горстовых структур. Вместе с тем, там, где в составе сдвиговых пластин габброиды отсутствуют, клавишный характер рельефа выражен наиболее отчетливо, а это почти половина площади Ольхонского региона.

Термин «хребет» мы ставим в кавычки, так как относительное превышение «наших» хребтов над днищами разделяющих их впадин составляет всего 50–200 м. Конечно, не Гималаи, но что-то двигало топографами, когда они так обозначили эти структуры на географических картах и даже дали им собственные имена (хребты Томота, Нюрачан, например). Заметим лишь, что при смехотворно малой высоте эти «хребты» контрастно выражены в рельефе и имеют протяженность 20–30 км. Можно предположить, что превышение гранитогнейсовых сдвиговых пластин над пластинами, включающими сланцы основного состава, габброиды и гипербазиты, связано с причинами гравитационного характера. Скульптурный, тектонический по своей природе, рельеф Приольхонья великолепно сохранился, так как эта степная территория отличается почти полным отсутствием водотоков и следов эрозии. Именно это обстоятельство обеспечило возможность наблюдать первично тектоническую природу рельефа и более уверенно расшифровывать историю его развития. Понятно, что такие попытки становятся более уверенными, когда анализ сопровождается использованием данных по коре выветривания.

Кора выветривания картируется только в пластинах пестрого состава. В гранитогнейсовых единицах признаков коры не обнаружено. По-видимому, это не означает, что продуктов коры выветривания там нет; скорее всего, они пока просто не найдены. Нужно отметить еще одно важное обстоятельство: продукты выветривания наиболее четко устанавливаются там, где в составе метаморфических комплексов присутствуют кварциты. Они естественным образом резко обогащают верхние горизонты коры выветривания, что обеспечивает ее надежное картирование. В целом же состав коры выветривания практически полностью отвечает составу коренных пород кристаллического основания коры, и по этому параметру сама кора выветривания в разных частях территории различна. Если, например, на северо-востоке Приольхонья кора выветривания включает желтые и ярко-рыжие обохренные суглинки и супеси с многочисленными глыбами кварцитов, то в районе Бирхинского массива габброидов та же кора выветривания представлена толщей темно-серых и почти черных песков и мелкозема, по составу идентичных габброидам, а сами габброиды нередко образуют скопления крупных и гигантских «шаров», покрывающих обширные пологие поверхности в горной группе Бирхин. Шарообразная форма глыб понятна: это отпрепарированная скорлуповатая отдельность, свойственная габброидам. Такие же шарообразные, но еще более крупные формы (до 5 м в диаметре) мы встречаем и в районе Тажеранского массива сиенитов и нефелиновых сиенитов (скорлуповатая отдельность свойственна и им). Здесь они образуют целое поле на плоской поверхности выравнивания, «подвешенной» над Байкалом и срезанной лентой прибрежных скал. Предполагаем, что площади массового развития шаров габбро и сиенитов маркируют разновысотные реликтовые поверхности коры выветривания на таких породах.

Вокруг основного поля развития остаточной коры выветривания (Мраморное плато над Байкалом) обнаружены переотложенные продукты коры выветривания. Они образуют многочисленные потоки обломочного материала коры, сползающие вниз по скальному побережью Байкала и на склонах древней поверхности выравнивания, где энергия рельефа и уклоны не столь велики. Находка последнего времени – кора выветривания в многочисленных узких грабенах клавишной системы, за пределами основного поля ее развития. Ее состав идентичен основному полю коры выветривания в рамках зоны Оргойта – Змеиная падь (Мраморное плато). Наиболее уверенно признаки коры выветривания такого типа обнаруживаются в рамках Главной сдвиговой зоны региона. Это раннепалеозойская структура, выраженная в современном рельефе Приольхонья как грабен протяженностью около 40 км при ширине в плане менее 1000 м. Все днище грабена заполнено мелкоземом с огромным количеством глыб кварцитов. По этому признаку кора выветривания Главной сдвиговой зоны неотличима от коры выветривания Мраморного плато, а вот поле ее развития имеет здесь иную, отчетливо линейную, конфигурацию. Подобные очертания свойственны и другим сдвиговым зонам в северо-западной части Приольхонья. В некоторых из них найдены и продукты коры выветривания. Повидимому, блокированные в грабенах продукты коры выветривания в значительной своей части имеют не переотложенный, а остаточный характер. Помимо коры выветривания и продуктов ее переотложения в пределах исследованной площади встречаются приуроченные к грабенам «потоки» окатанных кварцитов в мелкоземе, отвечающем по составу коре выветривания того или иного района. Возраст этих, по всей видимости, аллювиальных и пролювиальных отложений, свидетельствующих о значительно более гумидном по сравнению с современным климате, может соответствовать одному из этапов расчленения поверхности выравнивания и формирования современной сложной структуры рельефа Приольхонья.

Многие зоны линейного развития остаточной коры выветривания, ограниченные разломами (в рельефе это уступы), сопровождаются многочисленными выходами гейзеритов. Их возраст около 24000 лет [2]. Прямых соотношений гейзеритов и коры выветривания пока не обнаружено, но какая-то связь этих явлений достаточно ясна. По-видимому, общими для них могли быть эпизоды активного расчленения поверхности выравнивания, тектонической дезинтеграции коры выветривания, ее перемещение на разные гипсометрические уровни, а такие швы могли маркироваться извержениями горячих источников и формированием гейзеритов.

- [1] Мазукабзов А.М., Федоровский В.С. Кайнозойская перемещенная кора выветривания в Приольхонье (Байкал): свидетельства по кварцитам // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 26–27.
- [2] Скляров Е.В., Федоровский В.С., Склярова О.А., Сковитина Т.М., Данилова Ю.В., Орлова Л.А., Ухова Н.А. Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне: современные горячие источники и продукты отложения из палеотерм // Доклады АН. 2007. Т. 412, № 2. С. 257–261.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИОЛЬХОНЬЯ (ОЛЬХОНСКИЙ ПОЛИГОН, БАЙКАЛ): СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ

В.С. Федоровский\*, А.М. Мазукабзов\*\*, Е.В. Скляров\*\*, Д.П. Гладкочуб\*\*, Т.В. Донская\*\*, А.Э. Изох\*\*\*, А.В. Лавренчук\*\*\*, А.Б. Котов\*\*\*\*, А.Р. Агатова\*\*\*

\*Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru \*\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН \*\*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН \*\*\*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Ольхонский геодинамический полигон – уникальная площадь на побережье Байкала с неисчерпаемым потенциалом для геологического научного поиска. Результаты многолетних исследований на этой площади решено суммировать и издать в виде пакета карт геологического содержания и монографии. Эта работа будет реализована последовательно, в течение трех лет. Задуманный пакет включает 14 многоцветных карт. Восемь из них составляются на площади ключевых объектов, а шесть охватывают всю площадь Ольхонского региона. Представляем вторую геологическую карту из этого пакета; она отражает весьма сложную структуру раннепалеозойской коллизионной системы, локализованной в северо-восточной части Приольхонья, прилегающей к проливу Ольхонские Ворота и акватории Байкала. Авторский макет карты составлен. Она утверждена к печати Редколлегией ГИН РАН (Москва) и Ученым советом ИЗК СО РАН (Иркутск). Издание намечено на ноябрь 2011 года. Издатель – группа компаний А1 TIS (Москва).

Размер карты 185×100 см, масштаб 1:15000. При печати размер карты будет уменьшен на 15-20 % (без потери качества). Вместе с тем, электронный оригинал карты составлен на базе ортотрансформированных космических снимков со спутника QUICK BIRD-2, США, попиксельно привязанных к глобальной трехмерной системе координат World Geodetic System 1984 (WGS84). В панхроматическом формате пространственное разрешение снимков с этого спутника равно 61 см в пикселе, и это позволяет добиваться (в тех частях площади, которые отличаются высоким классом дешифрируемости) соответствующей точности в нанесении контуров геологических тел. Ошибка в таких случаях не превышает 1 м. Полевой оригинал карты отвечает масштабу 1:2000. В варианте для издания карта названа как Аэрокосмическая. Это реально отражает тот внушительный по своему объему современный дистанционный материал, который использован при полевых исследованиях и составлении карты. Он включает: аэрофотоснимки четырех масштабов, в том числе результаты спецаэрофотосъемки сверхкрупных масштабов 1:12000 и 1:5000 (Россия); космические панхроматические и мультиспектральные снимки среднего, высокого и сверхвысокого разрешения с семи спутников – LANDSAT-7 (США), SPOT-5 (Франция), IKONOS-2 (США), QUICK BIRD-2 (США), WORLD VIEW-2 (США), ALOS (Япония, триплет), SHUTTLE (США, радар). Кроме того, использованы результаты цифровой стереофотосъемки прибрежных скал с корабля и зимой – со льда Байкала, а также низковысотной фотосъемки ключевых объектов с вертолетов. Весь аэрокосмический материал – лицензионный, соответствующие сведения и копирайты приведены в зарамочном поле карты. Там же размещены иллюстративные материалы, освещающие различные аспекты геологии данной площади: схемы, петрохимические и геохимические диаграммы (14), аэрофотоснимки (9), космические снимки (16), полевые фотоснимки геологических объектов (18).

Тектоническую матрицу северо-востока Приольхонья составляют около 30 крупных (картируемых в данном масштабе) сдвиговых пластин коллизионного композита Ольхонской системы. Основные пластины отличаются составами образующих их пород, но обычны и надежно картируемые сдвиговые пластины близкого состава, разделенные шир-зонами и узкими, но протяженными шовными структурами. Вся территория занята породами амфиболитовой фации метаморфизма. Признаки былой стратификации (когда-то несомненно существовавшей) здесь полностью утрачены в результате коллизионного торошения в раннем палеозое Ольхонского террейна вдоль края Сибирского кратона, его тектонической дезинтеграции, метаморфизма и многоактных деформаций. Любые попытки представить исходную стратиграфическую последовательность обнаженного на поверхности глубинного тектонического коллажа (а они неоднократно здесь предпринимались) субъективны и пока не могут быть поддержаны существующим геологическим материалом. К сожалению, Ольхонский регион – не место для стратиграфических исследований. Сегодня здесь возможны лишь стратиграфические упражнения и мистификации.

Выделяется шесть основных зон. Три из них имеют гнейсово-купольное строение; они образованы комплексом Шебарта (гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, амфиболиты, граниты – 463 млн лет, признаки протолита – 2–3 млрд лет). Многочисленные гранитогнейсовые купола, как правило, линеаризованы, хотя во многих местах купольные формы, хотя и с трудом, но распознаются. Гораздо увереннее они идентифицируются дистанционно, с высоты. В подавляющем числе мест купола представлены своими ядрами; они образованы неконтрастными мигматитами, составляющими хаотически деформированные структурные ансамбли. Известно - «Лицом к лицу лица не увидать. Большое видится на расстоянье...». Хотя Сергей Есенин имел в виду не купола, но очень подходит. Лишь с высоты 500-800 км «мелочи», бросающиеся в глаза непосредственно на обнажении, исчезают и изометричная структура купола становится более зримой. Три остальных зоны резко отличаются друг от друга структурными ансамблями, но по породным характеристикам (ольхонский комплекс: мраморы и мраморные меланжи, кальцифиры, амифиболиты, кварциты) они достаточно близки. Зона Нутгей – образована напряженным сдвиговым дуплексом из семи пластин; он, в свою очередь, был деформирован в процессе прогрессивной сдвиговой деформации с формированием крупной сдвиговой сигмоиды. В рамках зоны обнаружен и детально исследован реликтовый, но довольно обширный по площади участок сохранившихся самых ранних коллизионных синметаморфических складок покровного типа и синхронных с ними ранних гранитов. Редкостная удача: такие системы до сих пор лишь предполагались по результатам структурного анализа, но зримо видеть их никогда ранее не удавалось. Вторая площадь развития ранних покровных складок и гранитов установлена в 2011 г. южнее заливов Куркут и Базарская Губа в проливе Ольхонские Ворота. Зона Оргойта – Змеиная падь отделена от зоны Нутгей бластомилонитовым швом. Она образована теми же метаморфитами (мраморы, кальцифиры, амфиболиты, кварциты), но включающими около десятка массивов метагабброидов толеитовой серии, вскрытых в современном срезе, и еще не менее 20 массивов, локализованных на некоторой глубине. Это определило резкую реологическую неоднородность зоны и, соответственно, ее специфическую внутреннюю структуру, формирование которой было связано с эффектами роллинга, сопровождавшими сдвиговый тектогенез. В рамки карты попадает и Главная сдвиговая зона региона (здесь присутствует лишь небольшой ее фрагмент протяженностью 15 км). Главная зона включает несколько массивов гипербазитов, погруженных в метаморфический матрикс и это – офиолитовая сутура. Так же фрагментарно в Северо-Восточном Приольхонье обнаруживается реликт Прибрежной зоны острова Ольхон, включающей протяженный массив граносиенитов (501 млн лет, цирконометрия); здесь он тектонически «заклинен» между двумя гнейсово-купольными зонами.

Геологическая и тектоническая карты северо-востока Приольхонья обнаруживают сложнейшую конфигурацию коллизионного композита. Хотя здесь широко представлены складчатые композиции, возникшие в результате реализации покровного и купольного тектогенеза, сдвиговые деформации проявлены тотально и в грандиозных масштабах. Именно они обусловили картируемый на поверхности генеральный глубинный структурный узор коллизионной системы. Великолепная обнаженность площади и современный дистанционный материал сверхвысокого разрешения позволяют исследовать анатомию коллизионного композита с любой степенью детальности. Вместе с тем мы лишь немного приблизились к решению проблем геологии, тектоники, геодинамики, петрологии, геохимии коллизионного процесса. Данная карта точно отражает именно этот уровень знаний. Впереди – немало работы, и дальнейшая модификация самой карты вполне возможна; она – неизбежна.

Поддержка исследований и издания: грант РФФИ 11-05-00267, ГИН РАН (Москва), ИЗК СО РАН (Иркутск), Интеграционная программа РАН и СО РАН.

# ВЛИЯНИЕ ПОКРОВНОЙ ТЕКТОНИКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ТЕЛ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

#### А.М. Фёдоров, В.А. Макрыгина

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

Месторождение Бурал-Сарьдаг расположено в пределах чехла Гарганской глыбы в восточной части Тувино-Монгольского массива. Оно является частью кварцитоносного пояса, представляющего собой верхнерифейские (879 млн лет) [2] сланцево-карбонат-кварцитовые образования иркутной свиты. Отложения иркутной свиты развиты в северном и северо-западном обрамлении ядра глыбы. Фундамент Гарганской глыбы архей-нижнепротерозойского возраста представлен гнейсами, гнейсогранитами, амфиболитами и мигматитами (2.3–2.4 млрд лет). К юго-западу от месторождения горы Бурал-Сарьдаг распространены интрузии сумсунурского комплекса (Гарганский плутон) тоналитов верхнерифейского возраста (790 млн лет) [4]. Гарганскую глыбу обрамляют породы верхнерифейских офиолитов Дунжугурской островной дуги. История развития Гарганского микроконтинента, являющегося частью Тувино-Монгольского массива, детально описана в работе [4]. На раннебайкальском этапе в процессе консолидации Тувино-Монгольского массива Дунжугурская островная дуга начала причленяться к Гарганскому континентальному блоку, в результате чего отложения чехла глыбы были деформированы, а впоследствии, в процессе обдукции, перекрыты породами офиолитов преддугового бассейна.

Продуктивные тела кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг имеют субпластовую, вытянутую в плане форму. Локализуются они в основном в привершинной части хребта в виде пологозалегающих плоских «шляп» и полого под углами 7–10° падают на запад-северо-запад. Падение пластовых тел кварцитов месторождения не совпадает с генеральной складчатостью кремнисто-карбонатной толщи иркутной свиты, имеющей крутые углы падения слоев. На месторождении горы Бурал-Сарьдаг выделяется ряд разновидностей кварцитов (разрез снизу вверх): 1) углеродсодержащие микрокварциты тёмно-серого до чёрного цвета, с пятнистополосчатой текстурой с реликтами исходных слабометаморфизованных кварцитов («силицитов»); 2) в разной степени осветлённые кварциты зон метасоматической проработки первичных микрокварцитов; 3) «суперкварциты» – мономинеральная порода белого цвета, со специфической грубо-неравномернозернистой, часто порфировидной структурой, являющаяся конечным продуктом метасоматоза и сверхчистым кварцевым сырьем. Четких границ между выделенными разновидностями не наблюдается.

Основной геохимической характеристикой месторождения горы Бурал-Сарьдаг является снижение суммы элементов-примесей в процессе метасоматических преобразований кварцитов от исходных пород к «суперкварцитам». В первую очередь это относится к основным загрязнителям, таким элементам, как Al, Fe, Ca, Mn, Mg, Ti. Темная окраска исходных микрокварцитов обусловлена исключительно примесью углеродистого вещества. В серых микрокварцитах общее количество примесных компонентов в сравнении со слабоизмененными исходными микрокварцитами снижается незначительно. Четкой корреляции между интенсивностью осветления и количеством минеральных примесей также не обнаруживается. Это подтверждает, что окраска зависит в первую очередь от количества углеродистого вещества, которое выносится из кварцитов более интенсивно, чем другие минеральные примеси.

Наиболее «грязными» являются черные и темно-серые кремневидные микрокварциты с содержанием элементов примесей тысячи ppm. Изучение геохимии кварцитов вблизи сумсунурских гранитов выявило обогащение первых гранитофильными элементами, что опровергает гипотезу влияния гранитов на образование сверхчистых кварцитов [5].

«Суперкварциты» горы Бурал-Сарьдаг представляют собой наиболее чистую разновидность кварцитов. Они хорошо поддаются обогащению, при котором содержание основных элементов-примесей в результате одной лишь кислотной обработки снижается в несколько раз (суммарное содержание элементов-примесей в концентрате составляет 8–10 ppm), что доказывает низкое содержание структурных примесей за исключением флюидной составляющей.

На основании полученных данных авторы предлагают опирающуюся на предыдущие работы **[1, 5]** новую модель формирования месторождения, которая заключается в том, что осветленные кварциты и «суперкварциты» сформировались в ходе динамо-термально-метасоматических преобразований исходных первичных кремнисто-карбонатных пород иркутной свиты («силицитов») под действием продвигающегося по ним офиолитового покрова.

Высокий градиент P-T условий (стресс-метаморфизм) приводит к мобилизации собственной флюидной составляющей исходных кремнистых пород и к ее миграции по разломным и ослабленным зонам в область пониженных температур и давлений. В результате этого в верхней части разреза, подвергшейся максимальному термо-динамическому воздействию, происходила очистка кварцевого субстрата и его перекристаллизация с увеличением размеров и приобретением специфической субпараллельной ориентировки зёрен кварца. Участки кремнистой толщи, находящиеся на удалении от тектонического контакта, подверглись меньшему термическому воздействию, вследствие чего они испытали перекристаллизацию в меньшей степени и зачастую становятся областью разгрузки для элементов-примесей из вышележащих толщ. Снижение степени преобразования кварцитов, при удалении от плоскости надвига, подтверждает отделение флюидов из самих пород и отсутствие притока эндогенных флюидов, как и отсутствие привноса чужеродного вещества. Осветление кварцитов в этой области произошло за счет выноса полностью или частично лишь пигментирующего углистого вещества.

Метасоматические изменения кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг происходили в процессе коллапса обдукционного режима в результате всплывания Гарганской глыбы и последовавшего за этим гравитационного оползания пород офиолитового комплекса с чехла глыбы. Подобные геодинамические обстановки не являются уникальными и детально изучены [3].

- [1] Быдтаева Н.Г., Киселева Р.А., Яшин В.Н. Геологические особенности формирования нового типа гранулированного кварца Гарганского кварценосного района (Восточный Саян) // Кварц. Кремнезем: Материалы международного семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 185–187.
- [2] Гранитоиды Гарганской глыбы. Л.: Наука, 1967. 99 с.
- [3] Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- [4] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- [5] Воробьев Е.И., Спиридонов А.М., Непомнящих А.И., Кузьмин М.И. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // Доклады АН. 2003. Т. 390, № 2. С. 219–223.

# КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОМ ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА И АНАЛИЗ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ

### М.А. Фомин, С.Ю. Беляев, С.В. Ершов

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

Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП) является продолжением Западно-Сибирской геосинеклизы и имеет аналогичное с ней геологическое строение. В разрезе мезозойско-кайнозойского осадочного чехла регионального прогиба выделяют верхнетриасовыйюрский, неокомский и апт-альб-сеноманский осадочные мегакомплексы, которые по объему отвечают нефтегазоперспективным мегакомплексам. В кровле и подошве (кроме подошвы чехла) они ограничены глинистыми пачками, которые обладают аномально низкими акустическими характеристиками, и к ним приурочены высокоамплитудные реперные отражающие сейсмические горизонты. Фактическим материалом для проведения тектонического районирования исследуемой территории являлись построенные в ИНГГ СО РАН структурные карты по указанным опорным уровням осадочного чехла. Детально современное строение осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба было охарактеризовано ранее [1].

Анализ дизъюнктивной тектоники осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба важен как в качестве дополнительной характеристики современной структуры чехла, так и с прикладной точки зрения. Разломы, в зависимости от возраста, могут играть как положительную, так и отрицательную роль в формировании и сохранении залежей нефти и газа. Разрывные нарушения чаще всего сопровождаются мощными зонами трещиноватости. Если время формирования таких зон совпадает со временем генерации углеводородов, они могут служить путями миграции, по которым флюиды поступают в ловушки, перекрытые флюидоупорами. Древние, залеченные, зоны разломов сами могут являться тектоническими экранами в ловушках. Наконец, молодые дизъюнктивные нарушения могут разрушать полностью или частично уже сформированные залежи углеводородов. В связи с этим необходимо рассмотреть вопрос о распространении дизъюнктивных нарушений в осадочном чехле Енисей-Хатангского регионального прогиба, а также установить их возраст.

В опубликованных работах М.К. Калинко [2], Д.Б. Тальвирского [3], М.Х. Сапира [4] и др. с различной степенью детальности рассмотрены разломы на территории исследования. Авторами для анализа привлечены структурные построения разного масштаба по нескольким площадям в восточной и центральной частях ЕХРП. Использованы материалы С.В. Айрапетяна, Н.В. Балиной, Э.Г. Викса, А.А. Конторовича, В.А. Конторовича, Н.Е. Котта, Д.П. Куликова, А.В. Пантелеева, А.С. Ткача и др.

Для количественной и качественной характеристики крутизны рельефа структурных поверхностей рассматриваемых опорных отражающих горизонтов были построены и проанализированы карты градиентов, которые показывают величину изменения наклона рельефа на единицу расстояния. Карты построены на основе соответствующих структурных карт и, наряду с сейсмическими профилями и фондовыми материалами, использовались для выделения сети разрывных нарушений в осадочном чехле Енисей-Хатангского регионального прогиба. В качестве примера приведена карта градиентов рельефа кровли верхнетриасового-юрского мегакомплекса (рисунок). Наибольшие значения градиентов наблюдаются в тех зонах, где на структурных картах изогипсы расположены наиболее густо. Минимальные градиенты приурочены к наиболее пологим участкам территории исследования.

Комплексный анализ перечисленных выше материалов позволил выделить в осадочном чехле Енисей-Хатангского регионального прогиба единую систему разломов, которая протягивается от зоны сочленения ЕХРП и Западно-Сибирской геосинеклизы практически до Анабаро-



Карта градиентов рельефа кровли верхнетриасового-юрского мегакомплекса части Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Хатангской седловины, осложняя восточный склон Мессояхской наклонной мегагряды и ограничивая с юга и, частично, с севера Балахнинско-Рассохинскую наклонную гряду. Дизъюнктивы ориентированы преимущественно субширотно, в соответствии с простиранием положительных структур, и осложняют их присводовые и склоновые части. Разрывные нарушения поперечного простирания имеют подчиненное значение и смещают предыдущие. Выделенная разломная зона представляет собой систему высокоамплитудных сбросов, которая осложнена левосторонними сдвигами (рисунок). Плоскости смещения преимущественно субвертикальные, амплитуда смещения по ним изменяется, варьируясь на разных участках от первых сотен метров до 600–700 м. Сдвиговая составляющая поперечных разрывов, в целом, не превышает первые десятки километров. Наиболее крупные разломы на территории исследования имеют позднемеловой возраст. Вертикальная амплитуда смещения толщ уменьшается вверх по разрезу.

На некоторых месторождениях в пределах территории исследования разломная тектоника играет ключевую роль в сохранении залежей углеводородов. Так, например, на Балахнинском газовом месторождении, расположенном в присводовой части одноименного наклонного мезовала, залежь в продуктивном пласте ВМ-1 вымской свиты контролируется системой разрывных нарушений, играющих роль экранов для углеводородов [5]. Такова же роль дизъюнктивов, вероятно, и на Владимирской площади в восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, а также на ряде месторождений в западной части территории исследования.

[1] Фомин М.А. Анализ тектонического строения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба по опорным горизонтам и тектонические предпосылки его нефтегазоносности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 2011. № 9 (в печати).

- [2] Калинко М.К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 360 с.
- [3] Тальвирский Д.Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.
- [4] Сапир М.Х. Тектоника юрско-меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971. С. 54–66.
- [5] Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Енисей-Хатангский бассейн / Под ред. А.Э. Конторовича. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 71 с.

# О МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ЭПОХАХ ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬСКО-МОНГОЛЬСКОМ СЕКТОРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

## Ю.Г. Цеховский

Москва, Геологический институт РАН, tsekhovsky@mail.ru

В настоящее время традиционной является точка зрения, согласно которой широкое развитие горных массивов и возникших за счет их разрушения молассовых отложений (выполняющих межгорные впадины и передовые прогибы) характерно для большинства мезозойскокайнозойских эпох Центрально-Азиатского подвижного пояса. При этом считается, что горные ландшафты, существовавшие на данной территории, лишь в конце мела – начале палеогена и (для ряда регионов) в раннем мезозое сменялись сравнительно кратковременными эпохами выравнивания и пенепленизации рельефа. Установлено, что формирование различных типов гор («гобийского или байкальского», по данным Н.А. Флоренсова, «сводовых или складчатых», согласно классификации Г.Ф. Уфимцева) могло происходить как в условиях латерального сжатия земной коры, так и при ее растяжении. Отмечается возникновение горного рельефа как на участках активных поднятий блоков, так и в местах их интенсивных погружений в пределах сводов.

При реконструкции древних эпох орогенеза к основным их индикаторам относят мощные толщи терригенных осадочных пород, обогащенные грубообломочным материалом. Они доминируют в разрезах узких внутригорных впадин, а в крупных межгорных депрессиях и передовых прогибах вкрест простирания фациально замещаются песчано-алевритово-глинистыми отложениями. С учетом этих данных был предложен палеотопографический метод [1], позволивший провести реконструкцию раннемелового рельефа Забайкалья. Он свидетельствует о развитии здесь горных сооружений с межгорными впадинами, заполненными молассовыми отложениями. При этом для данной территории отмечается принципиальное сходство нижнемеловых и современных горных ландшафтов.

Подобный метод позволил выявить большое количество эпох горообразования в мезозойско-кайнозойской геологической истории Забайкалья, Прибайкалья и Монголии, что отражено в публикациях Н.А. Флоренсова, М.С. Нагибиной, Н.А. Логачева, Г.Ф. Уфимцева, Д.Б. Базарова, Ю.П. Писцова, Е.В. Девяткина, В.Ф. Шувалова и других авторов. Однако последующие исследования на территории Забайкалья и Прибайкалья позволили существенно уточнить представления о палеогеографии и мезозойско-кайнозойской геологической истории этой территории [2, 3]. Было установлено, что многие развитые здесь осадочные толщи, обогащенные грубообломочным материалом и относимые к продуктам разрушения гор – молассам, на самом деле таковыми не являются. Они были выделены в составе фэновых формаций, которые заполняли рифтогенные грабены среди окружающих холмистых равнин. Выяснилось, что широкое развитие в этих формациях грубообломочных пород связано с разрушением прибортовых уступов грабенов. В данных структурах на территории Забайкалья и Прибайкалья при господстве в мезозое и кайнозое гумидного климата накапливались сероцветные угленосно-терригенные отложения равнинных фэновых формаций. Они датируются второй половиной средней юры, поздней юрой, ранним и поздним мелом, поздним олигоценом, миоценом и ранним плиоценом. Диапазон же развития орогенных моласс здесь ограничен лишь ранней юрой, началом средней юры, а также поздним плиоценом и четвертичным периодом. Эти формации представлены сероцветными терригенными отложениями, за исключением верхнеплиоценовой красноцветной молассы, образовавшейся при аридизации климата.

В дальнейшем на сопредельной территории Северной Монголии в составе мезозойских отложений, заполняющих рифтогенные грабены, также были выявлены сероцветные угленосные фэновые формации [4], которые включались предшественниками в состав орогенных моласс. Однако установлено, что на юге Монголии (районы Гобийского Алтая) в связи с аридиза-

цией древнего климата в разрезах позднего титона и раннего мела они сменяются красноцветно-пестроцветными парагенезами пород, нередко содержащими толщи вулканитов (преимущественно базальтов) [5]. Эти фэновые формации подстилаются и перекрываются здесь аридными красноцветными молассами, которые имеют верхнеюрский (киммеридж) и верхнемеловой (сеноман) возраст. Детальное изучение грубообломочных парагенезов пород, связанных с разрушением горного рельефа (в эпохи возникновения орогенных моласс), или уступов грабенов среди равнинного рельефа (при образования фэновых формаций) позволило выявить отличительные признаки этих генетически различных образований.

В строении орогенных моласс (гумидных – сероцветных или аридных – красноцветных), заполнявших неширокие (первые десятки километров) межгорные эрозионно-тектонические впадины (включая удлиненные рифтогенные грабены), грубообломочные породы играют доминирующую роль, а тонкообломочные (песчано-алевритово-глинистые) отложения имеют резко подчиненное значение. В эпохи формирования моласс на дне впадин (в окружении горного рельефа) преобладали постоянные или сезонно пересыхающие водотоки с высокой гидродинамикой вод (фации горного аллювия и пролювия). При этом основная часть поступающего обломочного материала (фаций коллювия или делювия) испытывала транспортировку горными водотоками, в результате чего обломки становились в той или иной мере окатанными, поэтому широкое развитие конгломератов, валунников и гравелитов является характерным признаком сероцветных и красноцветных моласс.

Наличие горного рельефа в областях денудации активизировало процессы эрозии и приводило к поступлению больших объемов терригенного материала в области аккумуляции (где отмечались высокие скорости осадконакопления). Обильный привнос обломочного материла затруднял формирование в озерах и болотах органогенно-хемогенных карбонатных пород и торфяников, поэтому во внутригорных впадинах, где формировались молассы, угли (в регионах с гумидным климатом) или органогенно-хемогенные мергели, известняки и доломиты (в районах с аридным климатом) если местами и встречаются, то представлены маломощными линзами. Правда, в строении красноцветных аридных моласс Гобийского Алтая нередко отмечаются пластовые или линзовидные тела карбонатных каличе и травертинов.

В строении фэновых формаций (гумидных – угленосных сероцветных и аридных – пестроцветно-красноцветных карбонатно-терригенных), заполнявших удлиненные рифтогенные грабены среди окружающих холмистых равнин, наиболее широко представлены песчаноалевритово-глинистые осадки аллювиально-озерных или пролювиально-озерных фаций. Мощные толщи грубообломочных пород хотя в них и присутствуют, но образуют лишь узкие (обычно не превышающие первых сотен метров) шлейфы вдоль прибортовых уступов грабенов. Они представлены фациями коллювия, делювия, а также пролювия (в оврагах или балках, заложившихся на склонах уступов). На дне грабенов доминировали постоянные или временно пересыхающие водотоки с невысокой гидродинамикой вод, поэтому поступающие сюда со склонов грабенов крупные обломки (глыбы, щебень и большая часть дресвы) не подверглись дальнейшей транспортировке и оставались неокатанными.

Сравнительно слабое проявление эрозионных процессов в окружающих грабены равнинных областях денудации приводило к привносу в грабены небольших объемов тонкообломочного материала и невысоким скоростям осадконакопления. При этом длительное время существовали участки, где отсутствовало поступление терригенного материала и создавались благоприятные условия для масштабного торфонакопления и углеобразования (при гумидном климате) или осаждения органогенно-хемогенных известковисто-доломитовых осадков (при аридном климате). Однако необходимо отметить, что в аридных парагенезах Гобийского Алтая (красноцветно-пестроцветных фэновых формациях и молассах) нередко встречаются пластовые или линзовидные тела известковистых каличе и известковисто-доломитовых травертинов.

Установлено, что в строении отдельных мезозойских фэновых формаций Западного Забайкалья среди неокатанных грубообломочных пород изредка появляются линзы конгломератов (фации горного аллювия или аллювиально-пролювиальные отложения). Это позволило предположить наличие небольших «островков» горного рельефа среди древних равнин [2]. Необходимо также отметить, что образование фэновых формаций в ряде регионов нередко сопровождалось базальтовым вулканизмом с трещинным излиянием лав и образованием их покровов. При этом признаки горного рельефа (фации горного аллювия или аллювиально-пролювиальные отложения) не были обнаружены в регионах, где вулканиты имеют широкое развитие или доминируют в строении фэновых формаций (например, в верхнеюрско-нижнемеловых парагенезах Гобийского Алтая [5]).

В целом для мезозойско-кайнозойских отложений Монголии, Забайкалья и Прибайкалья (обширной площади Центрально-Азиатского подвижного пояса с широким развитием рифтогенных грабенов) предлагается новая методика выделения горных палеоландшафтов и эпох горообразования. Она требует привлечения литолого-фациального анализа грубообломочных отложений (для выявления фаций горного аллювия и пролювия, или – делювия, коллювия и овражно-балочных отложений) с учетом степени окатанности обломков, а также характера распределения грубообломочных пород. Последние образуют узкие шлейфы вдоль прибортовых уступов грабенов или имеют в этих структурах повсеместное широкое развитие (включая осевые участки). Необходимо также анализировать характер тектонических структур (наличие или отсутствие рифтогенных грабенов) и привлекать формационный анализ, позволяющий установить приуроченность толщ грубообломочных пород к молассам или фэновым формациям.

Установлено, что в эпохи формирования фэновых формаций при интенсивном погружении блоков и образовании грабенов среди равнинного рельефа возникали прибортовые уступы грабенов, которые подвергались эрозии и расчленению. Однако подобные участки с контрастным рельефом не являлись горными массивами. Они узкой полосой оконтуривали грабены и не возвышались на фоне окружающих равнин.

Согласно предлагаемой методике реконструкции древнего рельефа значительно сокращается количество традиционно выделяемых древних эпох горообразования в характеризуемом секторе Центрально-Азиатского подвижного пояса [2–5], что существенно уточняет представления о его геодинамике и геологической истории.

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

- [1] *Писцов Ю.П.* Раннемеловой рельеф Забайкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1992. № 8. С. 38–46.
- [2] Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Гусев И.М. Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 6. С. 620–636.
- [3] *Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г.* Осадочные формации и основные этапы развития территории Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 4. С. 390–405.
- [4] Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. Молассовые и фэновые формации в мезозойско-кайнозойских впадинах Центрально-Азиатского подвижного пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 132–134.
- [5] Цеховский Ю.Г. Вулканогенно-осадочные формации и тектоника Гобийского Алтая в мезозое // Современное состояние наук о Земле. М.: Научно-образовательный центр Геологического факультета МГУ, 2011. С. 2006–2011.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.А. Цыганков\*, Б.А. Литвиновский\*\*

\*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, tsygan@gin.bscnet.ru \*\*Beer Sheva, Israel, Dept. of Geological and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev, borisl@bgu.acil

Масштабы гранитоидного магматизма Забайкалья беспрецедентны. На уровне современного эрозионного среза гранитоиды занимают не менее 80 % общей площади, при средней мощности «гранитного слоя», по разным данным, от 5–7 до 10–15 км. Это означает, что верхняя кора региона, площадью в несколько сотен тысяч квадратных километров, имеет существенно гранитный состав. Очевидно, что формирование этого гигантского объема салических пород не могло быть одноактным. Полученные к настоящему времени многочисленные прецизионные изотопно-геохронологические данные позволяют в общих чертах проследить геодинамическую эволюцию гранитоидного магматизма Забайкалья с рифея по мел включительно.

Рифейский этап гранитоидного магматизма связан с формированием и эволюцией Байкало-Муйской островной дуги (ОД), выделяемой в современной структуре Байкальской складчатой области в качестве Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса (БМВПП). Согласно имеющимся данным, период существования ОД охватывает временной интервал ≈830–600 млн лет [5]. Островодужный гранитоидный магматизм представлен габбро-гранитной интрузивной серией, эффузивным аналогом которой являются вулканиты бимодальной базальт-риолитовой ассоциации. Породы габбро-гранитного комплекса широко развиты в восточной части БМВПП, где они слагают крупные (первые сотни квадратных километров) батолитоподобные плутоны, занимающие в этом регионе 15–20 % общей площади. Их типоморфными признаками являются: пространственная сопряженность с интрузиями габброидов; наличие эффузивных комагматов; преобладание роговой обманки среди темноцветных минералов; преимущественно тоналит-плагиогранитный состав пород и преобладание плагиориолитов в эффузивной фации; низкая глиноземистость; калинатровый тип щелочности при общем низком содержании щелочных оксидов и преобладании натрия над калием; относительно низкие концентрации REE.

Каледонский этап. Венд-раннепалеозойские образования, приуроченные к центральным и южным районам Байкальской горной области, сохранились фрагментарно – в виде «останцов» или провесов кровли среди позднепалеозойских гранитоидов. Детальное изучение этих «останцов» позволило реконструировать две раннепалеозойские палеоостроводужные системы – Удино-Витимскую, фрагменты которой протягиваются от низовьев р. Селенги в северо-восточном направлении до среднего течения р. Витим, и Джидинскую, расположенную в бассейне р. Джида и прилегающих районах Северной Монголии [1, 2].

Удино-Витимская палеоостроводужная система [2] сохранилась в виде нескольких крупных (более 100 км<sup>2</sup>) останцов. Венд-нижнекембрийский ОД комплекс включает лавы базальтов, андезитов и дацитов, разнообразные туфы, мощные шлейфы вулканокластитов, вулканотерригенные и карбонатные отложения с обильной фауной археоциат, водорослей и трилобитов раннего кембрия. Субвулканические образования представлены силлами и дайками фельзитпорфиров, долеритов и диабазов. Абсолютный возраст вулканогенно-осадочных образований Удино-Витимской ОД определяется многочисленными находками археоциат, а также результатами датирования цирконов из кислых вулканитов – 534–516 млн лет [2].

В современной структуре южного складчатого обрамления Сибирской платформы Джидинская зона палеозоид рассматривается как область развития венд-раннепалеозойских океанических, островодужных и окраинно-морских структурно-вещественных комплексов, составляющих в совокупности Джидинскую островодужную систему [1]. Островодужный структурно-вещественный комплекс Джидинской зоны включает офиолиты, плагиогранит-диоритовый интрузивный комплекс (506–504 Ма, U-Pb), бонинит-базальтовую, риолит-андезитовую и туфовую толщи, соответствующие разным стадиям развития островной дуги. Завершающим этапом развития Джидинской островодужной системы было внедрение крупных масс тоналитов и плагиогранитов (490–470 Ма) коллизионного типа.

**Герцинский этап.** Позднекаледонские аккреционно-коллизионные процессы, связанные со сближением Сибирского кратона с Западно-Становым и Аргунским микроконтинентами, привели к закрытию Баргузино-Витимского океанического бассейна и формированию на его месте складчатого пояса. Средний палеозой Саяно-Байкальской области практически амагматичен. В это время происходит денудация горно-складчатого сооружения, а в позднем девоне, после продолжительного перерыва, начинают формироваться наложенные прогибы – Урминский, Богдаринский, Уакитский, Бамбуйско-Олингдинский, представляющие собой фрагменты единого крупного форландового палеобассейна позднего девона – среднего карбона.

Гранитоидный магматизм герцинского этапа начался  $\approx$ 330 млн лет назад и без существенных перерывов продолжался около 60 млн лет. В течение этого времени сформировалась обширная гранитоидная провинция – одна из крупнейших на Земле. Магматизм начался с внедрения высококалиевых известково-щелочных (СА) гранитов, слагающих Ангаро-Витимский батолит (АВБ, 330–310 млн лет), площадью свыше 150000 км<sup>2</sup>. На более поздних этапах имело место полное или значительное перекрытие во времени формирования геохимически различных магматических комплексов: 305–285 млн лет назад – внедрение СА гранитоидов с пониженной кремнекислотностью (чивыркуйский комплекс кварцевых монцонитов, гранодиоритов) и переходных от СА к субщелочным гранитов и кварцевых сиенитов (зазинский комплекс); 285–278 млн лет – формирование «шошонитовой» интрузивной серии (сиениты, монцониты, обогащенные калием габброиды нижнеселенгинского комплекса), а вслед за ней и со значительным перекрытием (281–278 млн лет) – становление раннекуналейского комплекса щелочных гранитов и сиенитов.

Геодинамика герцинского этапа дискуссионна. Геохронологические данные свидетельствуют о том, что на обсуждаемой территории магматическая деятельность каледонского этапа завершилась на границе кембрия и ордовика, тогда как многочисленные U-Pb датировки цирконов из гранитоидов указывают на то, что формирование их основного объема (ABБ) происходило 330–310 млн лет назад, т.е. через 160–170 млн лет после завершения аккреционно-коллизионных процессов. Согласно существующим мнениям, к рубежу 370 млн лет (поздний девон) Забайкалье представляло собой коллаж аккретированных террейнов, который в позднем карбоне – ранней перми стал ареной мощного внутриплитного магматизма. Из этих данных следует логический вывод о том, что внедрение огромных масс кислых магм, образовавших Ангаро-Витимский батолит и многочисленные массивы более поздних интрузивных комплексов, происходило во внутриплитных условиях под воздействием мантийного плюма [7].

Вместе с тем в последние годы стали появляться данные, указывающие на то, что на обсуждаемой территории в девоне-карбоне имели место коллизионные процессы, зафиксированные в интенсивных деформациях и метаморфизме [3, 4]. Среди гранитов АВБ широким распространением пользуются автохтонные гнейсограниты, что позволяет связать их образование с этими коллизионными событиями. Главный же объем гранитов АВБ представлен типично интрузивными фациями, формирование которых, а также несколько более молодых образований чивыркуйского, зазинского и нижнеселенгинского комплексов могло быть связано с постколлизионной геодинамической обстановкой, для которой характерен высококалиевый известковощелочной магматизм на фоне крупных сдвиговых перемещений литосферных блоков [6, 8]. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм продолжался порядка 60 млн лет, эволюционируя от типично коровых синколлизионных гранитов начала этого этапа, через постколлизионные гранитоиды, до типично внутриплитных «мантийных» А-типа щелочных гранитоидов (раннекуналейский комплекс).

Следующая активизация гранитоидного магматизма приходится на поздний триас (230–210 Ма), когда в условиях внутриконтинентального рифтогенеза формировались многочисленные массивы щелочно-полевошпатовых сиенитов и щелочных гранитов Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса. Такого же типа гранитоиды формировались вплоть до середины мелового периода ≈130–120 млн лет назад, однако объемы этого магматизма были невелики.

Таким образом, на территории Забайкалья разнообразные гранитоиды формировались с рифея по мел включительно, а геодинамические обстановки эволюционировали от острово-

дужной, через коллизионную и постколлизионную, до внутриплитной. При этом наиболее интенсивный гранитоидный магматизм связан с постколлизионной обстановкой герцинского этапа развития Байкальской складчатой области.

Проведенные исследования поддержаны грантами РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционным проектом СО РАН № 37.

- [1] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы эволюции в венде – палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 120–140.
- [2] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.
- [3] Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. и др. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 651–628.
- [4] Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 171–196.
- [5] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
- [6] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- [7] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б. и др. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.
- [8] Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jhan B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos. 2011. Vol. 125. P. 845–874.

# ГЕОХИМИЯ РЗЭ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)

#### В.С. Чуканова, С.И. Дриль

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

Использование геохимических и изотопных характеристик является одним из наиболее эффективных инструментов изучения источников вещества и процессов массообмена в различных природных системах [2]. Именно Г. Фор использовал изотопный подход к решению проблемы формирования состава воды Великих Озер Северной Америки. В последнее время исследования вклада различных источников в состав водных систем получили новый импульс [3].

Тункинская впадина (ТВ) является частью Байкальской рифтовой зоны, в пределах которой проявлены молодой четвертичный вулканизм и выходы термальных вод. Впадина ограничена с юга склонами хр. Хамар-Дабан, а с севера – хр. Тункинские гольцы Восточного Саяна. В пределах горно-складчатого обрамления впадины преобладают метаморфические толщи и гранитоиды неопротерозойского – раннепалеозойского возраста. Среди метаморфитов широко распространены карбонатные породы, представленные кальцитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами. Кайнозойский вулканогенно-осадочный чехол ТВ достигает мощности 2900 м.

Важнейшим элементом гидрографической сети является р. Иркут, берущая свое начало из оз. Ильчир в пределах северного горного обрамления впадины. Верхнее течение реки и ее притоки (р. Белый Иркут, многочисленные ручьи) дренирует область коренных отложений, представленных в значительной степени неопротерозойскими карбонатными породами монгошинской свиты Восточного Саяна. В пределах ТВ р. Иркут принимает с севера реки Ихе-Угунь и Кынгарга, а также многочисленные южные притоки, берущие начало в пределах хр. Хамар-Дабан, – реки Хилагун, Большой и Малый Зангисан, Харагун, Зун-Мурэн и др. Минеральные воды ТВ представлены несколькими типами – углекислыми холодными и термальными водами (месторождение Аршан), термальными азотными и метановыми водами (источники группы «Жемчуг», правый берег р. Иркут в устье р. Харагун), холодными сероводородными и железистыми водами (источники группы Хонгор-Ула, долина р. Харагун) [1]. Аршанское месторождение приурочено к метаморфизованным, сильно брекчированным и трещиноватым, осложненным системой тектонических нарушений известнякам иркутной свиты протерозоя мощностью 260 м, которые подстилаются кварцево-слюдистыми и амфиболово-слюдистыми сланцами протерозоя. Вся толща этих пород перекрыта мощными (100-400 м) рыхлыми неогенчетвертичными и четвертичными отложениями, содержащими водоупорные прослои глинистых пород. Глубина водоносного горизонта термальных вод Аршанского месторождения составляет 400-650 м [1]. Термальные воды источников «Жемчуг» вскрыты скважинами в песках плиоцена и миоцена на глубинах 728-766 м и 834-864 м. Выходы источников Хонгор-Ула приурочены к высокой террасе р. Харагун, но водонасыщенный горизонт связан, скорее всего, с зоной дробления в толще гранат-биотитовых кристаллосланцев протерозоя.

Редкоземельные элементы являются чувствительными индикаторами процессов, происходящих в системе вода-порода [4]. Поверхностные воды ТВ, опробованные в осенний период 2010 г., характеризуются субгоризонтальным спектром распределения REE (La/Yb<sub>(NASC)</sub>=0.4– 1.8), нормированных относительно NASC. Общий уровень их накопления относительно эталона лежит в пределах 0.0001–0.0016. Степень накопления REE в поверхностных водах в большинстве случаев прямо коррелируется с длиной русла водотока и количеством тонкозернистого осадочного материала в русловых отложениях, что определяет большее время и эффективность процесса химического взаимодействия в системе вода-порода. Очевидно, именно этими факторами определяются систематически более высокие уровни накопления лантаноидов в реках хребта Хамар-Дабан, имеющих существенно большую протяженность и более разработанные речные долины по сравнению с реками, впадающими в ТВ со стороны Восточных Саян. В большинстве исследованных составов поверхностных вод отмечаются умеренные положитель-



Sr-изотопная систематика поверхностных и минеральных вод Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы. 1 – поверхностные воды рек Иркут, Ихе-Угунь, Кынгарга, Хилагун, Большой и Малый Зангисан, Харагун, Зун-Мурэн; 2 – термальные минеральные воды месторождения Аршан (скв. 28); 3 – холодные минеральные воды месторождения Аршан (скважина в русле р. Кынгарга); 4 – термальный азотно-метановый источник «Жемчуг»; 5 – термальный углекислый источник «Жемчуг»; 6 и 7 – минеральные воды Хонгор-Ула (источники «Общеукрепляющий» и «Почечный»); 8 – составы русловых песчаных и песчано-глинистых отложений р. Иркут и ее притоков; 9 – составы карбонатных пород монгошинской свиты неопротерозоя; 10 – средний валовый состав континентальной коры (СВК); 11 – средний состав верхней континентальной коры (ВК); 12 – средний состав атмосферных выпадений. Линии смешения стронция в системах: 1 – средний состав верхней континентальной коры – средний состав атмосферных осадков; 3а – «низкостронциевый» карбонат – средний состав атмосферных осадков; 3б – «высокостронциевый» карбонат – средний состав атмосферных осадков.

ные европиевые аномалии (Eu/Eu<sub>\*(NASC)</sub>=1.1–4.8), но в ряде случаев они могут быть проявлены резко – Eu/Eu<sub>\*(NASC)</sub>=6.4–12.2, что указывает на существенный вынос Eu<sup>2+</sup> в воду при химическом выветривании полевых шпатов. Величины Ce/Ce<sub>\*(NASC)</sub> изменяются незначительно – от 0.7 до 1.6, что свидетельствует о преимущественно восстановленном состоянии церия в водной системе. Воды термальных минеральных источников имеют более высокие уровни накопления REE (0.001–0.012) по сравнению с поверхностными водами, что указывает на более высокую степень экстракции лантаноидов горячими водными растворами из вмещающих коренных пород. Термальные источники TB тесно пространственно связаны с проявлениями карбонатных толщ. Для последних характерны слабо проявленные положительные европиевые аномалии, что наследуется и термальными водами, в которых Eu/Eu<sub>\*(NASC)</sub>=1.2–2.3.

Для выяснения источников минерализации природных вод ТВ исследован изотопный состав Sr в поверхностных водах р. Иркут и его важнейших притоков, а также минеральных источников Аршанского месторождения, источников «Жемчуг» и Хонгор-Ула. Кроме того, исследовался изотопный состав Sr карбонатных пород монгошинской свиты и русловых отложений р. Иркут. Вариации изотопного состава Sr в карбонатных породах существенны, причем выделяются два типа пород: 1) с умеренными валовыми содержаниями этого элемента (145– 183 мкг/г) и относительно более радиогенным изотопным составом Sr (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>(совр.)</sub>=0.70848– 0.70898) и 2) с высоким содержанием Sr (3582 мкг/г) при менее радиогенном его составе – <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>(совр.)</sub>=0.70623. В русловых (существенно песчаных) отложениях р. Иркут и ее притоков изотопный состав Sr изменяется в еще больших пределах – <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>(совр.)</sub>=0.70825–0.71190.

Вариации изотопного состава Sr в поверхностных водах и водах минеральных источников в зависимости от величины «обратного» содержания этого элемента показаны на рисунке. Изменения изотопного состава Sr в водах в пределах поля А диаграммы, ограниченного линиями смешения 1 и 2Б, определяются процессами взаимодействия воды атмосферных выпадений с веществом силикатных коренных пород и/или песчано-глинистых донных речных отложений. Линия смешения 1 моделирует процесс смешения Sr в системе вода атмосферных осадков вещество коренных силикатных пород с современным высокорадиогенным изотопным составом Sr (гранитоиды и кристаллосланцы протерозоя – раннего палеозоя, состав которых на диаграмме представлен средним составом верхней континентальной коры). Такой модели соответствуют воды р. Малый Зангисан и одного из источников группы Хонгор-Ула. Большая часть составов поверхностных вод лежит в области смешения Sr воды атмосферных выпадений и песчано-глинистых донных отложений (линии смешения 2А и 2Б). Вариации изотопного состава Sr в поле Б диаграммы (рисунок) определяются процессом взаимодействия вод атмосферных осадков с веществом карбонатных пород (линии смешения ЗА и ЗБ). При этом существование некоторой области перекрытия полей А и Б, вероятно, связано с присутствием в песчаноглинистых донных отложениях с относительно низкими величинами <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr заметной примеси карбонатного материала (линия смешения 2Б). Изотопный состав Sr углекислых термальных минеральных источников месторождения Аршан и «Жемчуг» лежит в поле Б, тяготея к линии смешения ЗА, которая описывает процесс смешения стронция воды атмосферных осадков и низкостронциевых карбонатных пород. Поверхностные воды верхнего течения рек Иркут, Белый Иркут и их притоков, текущих полностью или в значительной степени по коренным карбонатным породам, также имеют изотопный состав стронция, формирующийся в рамках модели взаимодействия вода атмосферных выпадений – карбонатная порода. Наименьшим валовым содержанием Sr и наименее радиогенным его изотопным составом по сравнению с углекислыми термами обладает вода термального азотно-метанового источника «Жемчуг». Данные признаки свидетельствуют о том, что этот тип термальных вод сформировался при незначительной степени взаимодействия вод атмосферных выпадений с веществом высокостронциевых карбонатных пород, имеющих низкие изотопные метки Sr (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<0.706).

Таким образом, изотопный состав стронция поверхностных и минеральных вод ТВ формировался в результате разной степени взаимодействия вод атмосферных выпадений с веществом силикатных или карбонатных коренных пород, а также рыхлых песчано-глинистых русловых отложений.

- [1] Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 160 с.
- [2] Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.
- [3] Durand S., Chabaux F., Rish S., Duringer P., Elsass P. U isotope ratios as tracer of groundwater inputs into surface waters: example of the Upper Rhine hydrosystem // Chemical Geology. 2005. Vol. 220. P. 1–19.
- [4] Rare earth elements in groundwater flow systems / Ed. K.H. Johannesson. Amsterdam, Netherlands: Springer, 2005. 254 p.

### О ВОЗРАСТЕ МОЛИБДЕНОВЫХ И МОЛИБДЕНСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ (Re-Os, U-Pb) ДАННЫМ

### Г.А. Шатков, П.М. Бутаков

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Georgy\_Shatkov@vsegei.ru

Исследованы девять молибденовых и молибденсодержащих месторождений Забайкалья.

Существенное внимание было уделено определению возраста рудного вещества месторождений с использованием Re-Os метода исследований. Установлена полихронность молибденовых и молибденсодержащих месторождений Забайкалья. Так, молибденовые и молибденсодержащие месторождения Западного Забайкалья и Северной Монголии имеют позднетриасовый возраст. Например, Гутайское месторождение, подобно Эрдэнэтскому, имеет возраст 220– 216 млн лет. В Восточном Забайкалье Жирекенское, Шахтаминское, Уронайское месторождения имеют среднеюрский возраст (172–166 млн лет). Верхнеюрский возраст имеют Букукинское, Давендинское, Сарыгычинское месторождения (155–150 млн лет). Позднеюрско-раннемеловой возраст имеют иордизиты в пределах Стрельцовского рудного узла (144–132 млн лет). В общем виде, эти цифры коррелируются с результатами определений возраста магматических пород шахтаминского, кукульбейского и абагайтуйского комплексов локальным U-Pb методом [1].

[1] Петров О.В., Шатков Г.А., Шокальский С.П., Пинский Э.М., Соловьев Н.С. Металлогеническая карта Центральной Азии и прилегающих территорий масштаба 1 : 2500000. Состояние и перспективы ураноносности. М.: КНТС ВИМС, 2009.

## ОБ ИСТОЧНИКАХ ФТОРА И ДРУГИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Г.А. Шатков, П.М. Бутаков

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Georgy\_Shatkov@vsegei.ru

Цель работы – уточнить генетические особенности наиболее представительных флюоритовых и флюоритсодержащих урановых месторождений Восточного Забайкалья на основе применения новейших аналитических и изотопно-геохимических методов исследований и, соответственно, обосновать дополнительные критерии их прогнозирования.

Изучены 26 проб флюорита и флюоритовых концентратов из 12 рудных объектов. Были приняты меры, чтобы избежать каких-либо загрязнений каждой порошковой пробы. Эти пробы анализировались в Центральной аналитической лаборатории (ЦАЛ) Всероссийского научноисследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) на различные виды анализов новейшими точными методами.

Методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) были определены содержания (в ppm) четырнадцати редкоземельных элементов (P3Э), а также Be, V, Cr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Pb, Th, U. Атомно-эмиссионным методом с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES) были определены содержания (в %) петрогенных окислов (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>общ, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), а также содержания (в ppm) элементов Li, Cu, Bi, Co, Ni, Zn. Методом ионометрии определены содержания (в ppm) F и Cl, методом инфракрасной спектрометрии – содержания (в %) С общ и S. Атомно-абсорбционным методом с полным кислотным вскрытием было определено содержание (в ppm) Ag. В целом в каждой пробе определено с высокой точностью до пятидесяти четырех химических элементов. Аналогичным способом анализировались вмещающие породы.

Главное внимание было обращено на распределение редкоземельных элементов как во флюоритовых телах, так и во вмещающих их породах.

Существуют представления, что источником фтора месторождений Забайкалья являются геохимически специализированные на фтор малые интрузии лейкогранитов (J3), позднедокембрийские карбонатные толщи, а также субщелочные базальты и андезибазальты (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) [1, 2 и др.]. Однако пути преобразования геохимических аномалий в месторождения во многом остаются неизвестными.

Минералогическая формула флюорита (CaF<sub>2</sub>) позволяет предполагать, что геохимические особенности этого соединения в каждом конкретном случае сохраняют некоторые сведения о миграции и концентрации составляющих его двух элементов. Авторы считают, что состав РЗЭ во флюорите зависит от того, какие составы РЗЭ сопровождали ионы кальция и фтора в момент образования флюорита. В свою очередь, на этой основе делается предположение, откуда «приходили» во флюорит Са и F.

В результате наметилась четкая зависимость состава РЗЭ во флюоритах от состава РЗЭ вмещающих пород. Это выражается типоморфным сходством спайдердиаграмм флюоритов и вмещающих пород в каждом конкретном месторождении. Многообразие типоморфных особенностей спайдердиаграмм определяется различными источниками кальция во флюоритовых жилах. С кальцием, по-видимому, привносилась большая часть РЗЭ во флюорит каждого конкретного месторождения.

Фтороносные флюиды, поступавшие из глубин, характеризуются равномерным распределением сидерофильных элементов. Это является индикатором родственности всех флюоритовых месторождений Забайкалья, парагенетически связанных с базальтовыми расплавами. Авторы приводят и другие данные, свидетельствующие о мантийном источнике фтора. Выводы: флюоритовые месторождения Забайкалья формировались из двух пространственно и генетически разобщенных источников. Фтор в этих месторождениях имеет глубинное (мантийное) происхождение и парагенетически связан с субщелочным базальтовым магматизмом J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub> возраста [3]. Источники кальция во флюоритах – это вмещающие горные породы и термальные, насыщенные кальцием растворы. В метасоматических флюоритовых рудах кальций заимствовался непосредственно из слоистых карбонатных толщ рифейского или вендкембрийского возраста.

- [1] Булнаев К.Б. Источник фтора эпитермальных флюоритовых месторождений, характер его эволюции // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. С. 85–94.
- [2] Шатков Г.А. Фтор и хлор в базальтах как возможные индикаторы металлогенической зональности // Советская геология. 1975. № 6. С. 121–127.
- [3] Шатков Г.А., Бутаков П.М. Редкие земли как индикаторы генезиса флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 67–84.

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАТОМСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ – ПАЛЕОЗОЕ: ПОПЫТКА СИНТЕЗА ДАННЫХ

### А.В. Шацилло

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

Патомская окраина (ПО) Сибири, ограниченная с юга байкалидами Байкало-Муйского «офиолитового» пояса (БМП), сложена интенсивно деформированными преимущественно терригенно-карбонатными толщами позднего докембрия – раннего палеозоя общей мощностью до 10-15 км. Осадочные толщи ПО разобщены выходами палеопротерозойского фундамента и вмещают, главным образом в южной части, средне-позднепалеозойские гранитоиды. В общих чертах история тектонического развития ПО в позднем докембрии – палеозое может быть сведена к двум этапам: внутриплитному и, соответственно, довнутриплитному, однако вопросы «что именно и в какой последовательности происходило на протяжении этих этапов», «каковы были при этом геодинамические обстановки», равно как и возрастной рубеж, ограничивающий этапы, остаются предметом дискуссий. Например, для позднего докембрия разными авторами [1] предлагаются совершенно разные геодинамические режимы и тектонические позиции ПО: 1) сложнодеформированная краевая часть Сибирского кратона, перекрытого плитным комплексом; 2) пассивная континентальная окраина; 3) последовательная эволюция: пассивная окраина – задуговый бассейн – краевой прогиб; 4) задуговый бассейн. По данным [2], позднегерцинские гранитоиды БМП и ПО характеризуются палеопротерозойскими «сибирскими» модельными Nd-возрастами, что предполагает их залегание на древней, вероятно Сибирской, континентальной коре. Не меньшие разногласия вызывает и временная оценка складчатости ПО (например [3]) – высказываются предположения о ее раннекембрийском, силурийском или девонском возрасте, однако, как отмечается в упомянутой работе, «...складчатая структура региона разнородна по возрасту и свести формирование всего ансамбля структур Патомской зоны и ее ближайшего окружения к одной эпохе невозможно...».

В настоящем сообщении предпринята попытка синтеза имеющихся геохронологических<sup>\*</sup>, структурных и палеомагнитных данных по ПО и смежным складчатым областям. На основе комплекса этих данных мы попытались восстановить или, точнее, идентифицировать основные вехи тектонической истории (в первую очередь складчато-деформационные события) этого региона в позднем докембрии и палеозое начиная с этапа коллизионного «блокирования» Патомской окраины Байкало-Муйским поясом.

Свидетельства вендской коллизии Байкало-Муйского пояса и Сибирского кратона

1. По палеопротерозойким гнейсогранитам Маректинского выступа, включаемым в состав Южно-Сибирского коллизионного пояса Сибирского кратона, получена датировка 612±3 Ма (U-Pb по монациту), фиксирующая пик термальной переработки, вызванной метаморфическим событием между структурами Олокитской зоны ПО и БМП [4].

2. По эндербитам нюрундуканской толщи (С-З оз. Байкал), образованным в результате гранулитового метаморфизма офиолитов БМП, получена датировка 617±5 Ма (U-Pb по циркону) [5].

3. По высокобарическим метаморфитам (эклогиты) Муйской глыбы БМП, сформировавшимся в коллизионной обстановке, получен возраст 653±21 (Sm-Nd, гранат – пироксен – вал) [6].

4. Свидетельства вендской коллизии были обнаружены в восточной части БМП в зоне его сочленения с Каларским метаморфическим террейном Алдано-Станового щита, где возраст сиенитогнейсов бургайского комплекса составил 601±5 Ма (U-Pb по циркону) [7].

5. В качестве ключевого объекта, маркирующего байкальский постколлизионный этап

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup>Анализировались определения, выполненные в основном U-Pb-методом.

развития БМП, рассматриваются рифтогенные комплексы падринской серии, сформировавшиеся на консолидированном основании – возраст падринских риолитов составляет 590±5 Ма (U-Pb по циркону) [8].

6. Наконец, свидетельства вендской коллизии БМП и Сибирского кратона фиксируются в позднедокембрийских осадочных образованиях ПО. В детритовых цирконах имняхской и хомолхинской свит месторождения Сухой лог (Бодайбинский синклинорий), помимо раннедокембрийских популяций, выявлена группа неопротерозойских цирконов (600–700 Ma) [9]. Неопротерозойские детритовые цирконы (два конкордантных кластера 647 и 704 Ma) были обнаружены также в породах жуинской серии Уринского антиклинория [10]. Поскольку «цирконматеринские» породы неопротерозойского возраста (в первую очередь гранитоиды) не известны на прилегающих территориях Сибирского кратона, единственными источниками сноса цирконов могли быть БМП и «фронтальная» часть Олокитской зоны ПО, где неопротерозойские гранитоиды достаточно широко распространены (умоликитский –  $650\pm2$  Ma, талаинский –  $635\pm5$  Ma и другие комплексы, сводка в [2]; инъяптукско-тыйские метариолиты и их гипотетические интрузивные аналоги: 700 $\pm20$ , 711 $\pm6$  и 727 $\pm18$  Ma [11]).

7. В стратифицированных толщах ПО позднебайкальское коллизионное событие должно иметь свое структурное выражение, однако, в связи с практически полным отсутствием надежных возрастных реперов в позднедокембрийских образованиях данного региона, не ясно, к какому уровню его можно привязать. И здесь наиболее вероятным претендентом представляется преддальнетайгинское несогласие в основании большепатомского ледникового горизонта, сопоставляемого с варангерским оледенением [3], которому в Прибайкалье соответствует основание голоустенской свиты байкальской серии [12], залегающей здесь несогласно на палеопротерозойских образованиях фундамента Сибирского кратона.

Палеозойская тектоника Патомской окраины и смежных складчатых областей. Для ранне-среднекембрийского времени рядом авторов предполагается проявление складчатых деформаций и тектонических перестроек в структуре ПО. Ранне-среднекембрийское событие маркируется перерывом и локальными угловыми несогласиями между молассоидными отложениями в верхоленской свите среднего–верхнего кембрия и подстилающими нижнекембрийскими карбонатами, которые описаны в приплатформенной части ПО [3]. Вероятно, это же событие фиксируется образованием монацитов (516±10 Ma, U-Pb) в породах позднего докембрия Бодайбинского синклинория, что связывается [9] с пиком метаморфизма и складчатых деформаций в данном регионе. В то же время в БМП индикаторов рассматриваемого события пока не обнаружено.

Раннеордовикское событие. Отвечает масштабным аккреционно-коллизионным процессам, охватившим южную окраину Сибирского кратона от Восточного Саяна до северной оконечности оз. Байкал (южная граница БМП), сформировавшим в итоге каледонскую периферию платформы. Безусловно то, что, благодаря многолетним работам В.С. Федоровского и коллег, Приольхонье является наиболее хорошо изученным районом распространения южносибирских каледонид. Синтез геологических и геохронологических данных позволил предложить геодинамическую модель формирования Ольхонского региона [13], который далее мы будем рассматривать в качестве «тектонического эталона» для забайкальских каледонских событий: 1) в венде – раннем кембрии на южной окраине Сибирского кратона формировался окраинноморско-островодужный бассейн, явившийся «протолитом» для коллизионной системы Приольхонья; 2) раннеколлизионный этап (495±5 Ma) отвечает кульминации коллизионного сжатия, внедрению базитовых расплавов и гранулитовому метаморфизму пород; 3) позднеколлизионный этап (~470±5 Ma) – коллапс коллизионной системы с резким изменением кинематики от правосторонних сдвиго-взбросовых движений к девосторонним, сопровождавшимся внедрением синкинематических гранитов, а также щелочных гранитоидов «плюмового» происхождения; 4) внутриплитные этапы (435±10 и 415±5 Ma) характеризуются амагматичностью и левосторонней сдвиговой кинематикой при относительно низких Р-Т-условиях.

В зоне сочленения БМП и Баргузинского террейна забайкальских каледонид установлены сдвиго-надвиговые тектонические швы с синтектоническими гнейсогранитами (сининдинский комплекс 469±4 Ma U-Pb, циркон, [14]) сопоставимыми с образованиями «позднеколлизионно-го» этапа Приольхонья. Примечательно, что в структурах ПО какие-либо свидетельства ранне-

ордовикских коллизионных событий не обнаружены.

Силур. В юго-западной части БМП фиксируется вспышка интрузивного магматизма, выраженная внедрением щелочных гранитоидов западноолнинского (439.0±1.6 Ма) и огеми-даванского (441±13 Ма, U-Pb, циркон) комплексов [15, 16]. Одновозрастных событий в смежных регионах ПО и Забайкалья не зафиксировано. Как уже отмечалось, в Ольхонском регионе обнаружены щелочные гранитоиды с возрастом ~470 Ма (Тажеранский массив), имеющие «плюмовую» природу [13], т.е. «стационарный» относительно мантии источник. Учитывая генеральный северный дрейф Сибири в течение ордовика–силура и то, что ее современная южная окраина в то время была обращена к северу (что следует из палеомагнитных данных), можно предположить, что раннесилурийские щелочные гранитоиды БМП являются результатом воздействия «Ольхонского плюма» на кору БМП при смещении платформы к северу.

Важным структурообразующим этапом в развитии ПО (по крайней мере, ее ЮЗ части) является поздний силур. Как отмечалось, этому времени соответствует «внутриплитный» этап Приольхонья, характеризующийся амагматичностью и развитием левых сдвигов [13]. Сдвиговая тектоника силурийского времени рассматривается как ведущий механизм структурообразования для позднекаледонского этапа развития Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом [17].

Юго-западная часть ПО представлена интенсивно деформированными и метаморфизованными до амфиболитовой фации терригенно-карбонатными породами позднего докембрия, образующими т.н. Мамскую «кристаллическую полосу», или «метаморфический террейн» ЮЗ-СВ простирания, ограниченную с СЗ и ЮВ разломными зонами. Метаморфизованные докембрийские толщи здесь инъецированы многочисленными телами синтектонических гранитов мамско-оронского комплекса, по которым в южной части «кристаллической полосы» получен возраст 421±15 Ма (U-Pb, циркон) [18]. Данная датировка рассматривается [18] как возраст главных складчатых деформаций Байкало-Патомского региона, однако далее будет показано, что это заключение ошибочно, по крайней мере в оценках «масштабности» явления. В то же время позднесилурийское событие зафиксировано на западе БМП (гнейсограниты светлинского комплекса – 426±24 Ma, U-Pb, циркон (в [16]), на западе Икатского террейна в зоне забайкальских каледонид ( $425\pm2$  Ma, U-Pb, монацит, наложенное термальное событие [19]), а также на платформенной части в Северном Прибайкалье (перерыв и несогласие в основании орночеканской молассы среднего-верхнего девона, залегающей на разных уровнях ордовика). Вероятно, рассматриваемое позднесилурийское тектономагматическое событие наиболее логично связать с давлением со стороны Центрально-Азиатского складчатого пояса, то есть «южные» напряжения трансформировались к западным частям ПО и БМП через консолидированную структуру забайкальских каледонид вдоль «байкальского» края платформы по системе левосдвиговых зон Приольхонья.

Позднедевонско-карбоновое событие. В первую очередь необходимо подчеркнуть, что к этому времени рассматриваемая «патомско-забайкальская» часть Центрально-Азиатского пояса была полностью консолидирована и образовывала вместе с кратонной частью Сибири и террейнами ее юго-западного обрамления (Тувино-Монгольский, Хамар-Дабанский, Тункинский и др.) единый каледонский континент, к югу от которого развивался Монголо-Охотский океанический бассейн. Отметим также, что в каледонидах Забайкалья какие-либо проявления девонского магматизма отсутствуют [17]. При этом в центральной части ПО образуются синтектонические (!) гнейсограниты (Большепатомский купол мамско-оронского комплекса – 354±12 Ма, U-Pb, циркон (в [16]), породы позднего докембрия подвергаются гидротермальной переработке (Сухой лог 374±20 Ма, U-Pb, монацит [9]), а в БМП формируются синметаморфические гнейсограниты (Алдундинский купол – 387±6 Ma, U-Pb, сфен (в [16])). Кроме того, в осадочных толщах девона-карбона Забайкалья и БМП [20-22] и др., выполняющих наложенные впадины типа pull-apart [17], описаны интенсивные деформации, сформировавшиеся, как будет показано ниже, в допермское время. Допермский возраст деформаций девон-карбоновых толщ однозначно определяется на западе БМП (Верхне-Ангарский хребет), где в породах холоднинской свиты нижнего карбона [22] зафиксирована послескладчатая намагниченность, синхронная становлению позднекарбонового-раннепермского Ангаро-Витимского батолита (в [23]), то есть возраст складчатости ограничен здесь интервалом <330 ... >300 Ма. Аналогичная послескладчатая «батолитовая» намагниченность фиксируется на севере ПО в породах венда и раннего кембрия, а в позднедевонских базитовых силлах, интрудирующих осадочные толщи венда– ордовика этого региона (Тогус-Дабанская мульда) она является синскладчатой. Последний факт, в комплексе с данными по доскладчатой первичной намагниченности, содержащейся в этих же силлах, означает, что на данном участке ПО (нижнее течение р. Б. Патом) складчатость имела место *только* на рубеже карбона и перми (~300 Ma), что ставит под сомнение тезис [18] о тотальном проявлении силурийской складчатости в Байкало-Патомском регионе.

Таким образом, верхний предел финальной складчатости Байкало-Патомской области маркирует становление Ангаро-Витимского батолита, возрастная оценка которого на сегодняшний день не вызывает сомнений [24 и др.].

На основе изложенных данных можно заключить следующее:

1. Вендский возраст (~600 Ма) коллизии Байкало-Муйского пояса и Сибирского кратона можно считать почти установленным фактом. Из этого следует, что с раннего венда Патомская окраина и Байкало-Муйский пояс представляли одну структуру, при этом Байкало-Муйский пояс служил источником сноса терригенного материала, то есть Патомский осадочный бассейн либо был замкнутым, либо имел ограниченную связь с Мировым океаном. Если в стратифицированных образованиях Патомской окраины рассматриваемому коллизионному эпизоду соответствует преддальнетайгинское несогласие, то вышележащие толщи патомского комплекса «спорного» возраста, равно как и байкальская серия Прибайкалья, являются вендскими, как это предложено в [3, 12].

2. В течение палеозоя в истории развития Патомской окраины идентифицируются, по крайней мере, три этапа складчатых деформаций ( $\in_1 - \in_2$ ; S<sub>2</sub> и D<sub>3</sub>--C), имеющих различную «природу» и не имеющих сквозного «трансрегионального» характера.

Ранне-среднекембрийский (предверхоленский) эпизод деформаций проявился наиболее мощно в центральной части Патомской окраины (Бодайбинский синклинорий), с «затуханием» степени деформаций по направлению к кратонной части Сибири. Учитывая отсутствие индикаторов этого события в байкалидах Байкало-Муйского пояса тектонические причины, «породившие» ранне-среднекембрийскую складчатость, остаются неясными.

Складчатость позднесилурийского этапа в пределах Патомской окраины ограничена, вероятно, только Мамской «кристаллической полосой» и, возможно, непосредственно прилегающими к ней структурами. В то же время не исключено, что с этим эпизодом связано формирование структуры Уринского антиклинория, имеющего «мамские» простирания. В пользу этого может свидетельствовать тот факт, что в деформированных базитовых силлах патомского комплекса (R?-V) данной структуры зафиксирована послескладчатая намагниченность, датированная ранним–средним девоном [25]. То есть складчатость здесь должна быть, по крайней мере, додевонской. Как отмечалось, позднесилурийские деформации ЮЗ части Патомской окраины могут быть обусловлены давлением со стороны Центрально-Азиатского складчатого пояса, передающимся через систему левосдвиговых зон вдоль «байкальской» окраины платформы.

Деформации наиболее интригующего «внутриплитного» этапа позднего девона – карбона имели, по нашему мнению, наиболее широкое распространение как в пределах Патомской окраины, так и в байкальских и каледонских структурах Забайкалья, и сформировали, в значительной степени, складчатый рисунок чехла Патомской периферии платформы. Вероятно, в качестве единственного механизма, который мог бы реализовать столь масштабные деформации и сопряженный с ними гранитоидный (позднедевонский) магматизм, может рассматриваться воздействие кратонных окраин на интракратонную Патомско-Забайкальскую структуру. Именно такую кинематику обеспечивает относительный разворот Алданского и Ангаро-Оленекского блоков Сибирской платформы, вызванный раскрытием среднепалеозойской Вилюйской рифтовой системы. Существование такого разворота доказано, а его параметры рассчитаны [26]. По предварительным «геометрическим» расчетам [27] сокращение интракратонного Патомско-Забайкальского пространства в направлении запад-восток должно было составить ~40 % от начальных значений, что неизбежно привело бы к значительным и масштабным складчато-надвиговым дислокациям и утолщению интракратонной коры. По нашему мнению, именно утолщение коры Патомско-Забайкальских структур в позднем девоне – карбоне послужило основой для масштабного постколлизионного позднекарбонового-раннепермского гранитоидного магматизма региона, сформировавшего крупнейший в мире Ангаро-Витимский батолит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00705, и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

- [1] Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 3. С. 209–226.
- [2] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- [3] Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Доклады АН. 2007. Т. 413, № 3. С. 379–383.
- [4] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Гранитоиды фундамента Олокитской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb-изотопные данные // Доклады АН. 2006. Т. 407, № 6. С. 819–822.
- [5] Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г. Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd-изотопные свидетельства // Доклады АН. 2000. Т. 371, № 5. С. 652–654.
- [6] Шацкий В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Доклады АН. 1996. Т. 350, № 5. С. 677–680.
- [7] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Ковач В.П., Богомолов Е.С., Федосеенко А.М. Возраст гранитоидов зоны сочленения Байкало-Муйского складчатого пояса и Каларского метаморфического террейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 2. С. 38–46.
- [8] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Вендский (590±5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb-данные по циркону // Доклады АН. 2004. Т. 397, № 4. С. 517–519.
- [9] Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sedimenthosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. Vol. 72, № 9. P. 697–715.
- [10] Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. Вендский возраст верхней части патомского комплекса средней Сибири: U-Pb LA-ISPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 2. С. 115–119.
- [11] Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
- [12] Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic – Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper 423. 2007. P. 549–578.
- [13] Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады АН. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
- [14] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.
- [15] Ненахов В.М., Никитин А.В., Доронина Н.А., Матуков Д.И., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г. О полихронности Ангаро-Витимского батолита // Доклады АН. 2007. Т. 414, № 4. С. 509–512.
- [16] Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.
- [17] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.
- [18] Зорин А.Ю., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // Доклады АН. 2008. Т. 423, № 2. С. 228–233.
- [19] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Сальникова Е.Б. и др. Возраст гнейсогранитов гаргинской «глыбы» Баргузино-Витимского супертеррейна // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I международной конференции. Улан-

Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 334-335.

- [20] Ненахов В.М., Никитин А.В. Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уакитской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2007. № 2. С. 34–52.
- [21] Минина О.Р. К вопросу выделения осадочных среднепалеозойских комплексов в Западном Прибайкалье (бассейн р. Бамбуйки, Южно-Муйский хребет) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. С. 16–17.
- [22] Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Неберикутина Л.Н. Новые палеонтологические данные по разрезу палеозоя Верхне-Ангарского хребта как основа совершенствования местной стратиграфической схемы (Бирамья-Янгудская зона, Западное Забайкалье) // Материалы LV сессии Палеонтологическо-го общества при РАН. СПб., 2009. С. 93–95.
- [23] Шацилло А.В., Федюкин И.В. Палеомагнетизм позднегерцинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и позднедокембрийских – палеозойских пород Байкало-Патомской складчатой области: геодинамические следствия // Современное состояние наук о Земле: Материалы конференции. М., 2011. http://khain2011.web.ru/khain-2011-theses.pdf.
- [24] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.
- [25] Шацилло А.В., Паверман В.И., Павлов В.Э. Среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы: новые палеомагнитные данные по силуру Нюйско-Березовского фациального района // Физика Земли. 2007. № 10. С. 85–94.
- [26] Pavlov V.E., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. Vol. 276, № 3–4. P. 229–242.
- [27] Shatsillo A.V., Fedyukin I.V., Orlov S.Yu. Angara-Vitim batholith formation as a result of Viluy rift opening? // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk, 2009. P. 309–313.

# ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА ПУРПОЛЬСКОЙ СВИТЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА

### А.В. Шацилло, И.В. Федюкин

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

Пурпольская свита распространена в Байкало-Патомском регионе и прилегающих областях Сибирской платформы от среднего течения рек Б. Патом и Чуя на севере до оз. Ничатка на юго-востоке. Эта стратиграфическая единица представляет собой основание осадочного чехла рассматриваемых регионов. Пурпольская свита повсеместно залегает с размывом и мощной корой выветривания на палеопротерозойских образованиях фундамента Сибирского кратона, датированных 1.8–1.9 млрд лет. Сложена пурпольская свита высокозрелыми, часто красноцветными терригенными породами, формировавшимися в обстановке мелководного окраинного моря.



Вышележащие, преимущественно осадочные, образования пассивной окраины, в значительной степени условно относятся к рифею. Следует отметить, что в последние годы наблюдается тенденция к «омоложению» надпурпольских докембрийских толщ. В частности, в районе оз. Ничатка тиллитоподобные образования, непосредственно перекрывающие пурпольскую свиту и их стратиграфические аналоги, были сопоставлены с варангерским оледенением. К настоящему времени убедительных геохронологических или палеонтологических данных, которые позволили бы дать точную возрастную привязку пурпольской свиты, не получено, то есть формально возраст пурпульской свиты может варьироваться от 1.8 до 0.7–0.6 млрд лет.

Из разрезов пурпольской свиты на оз. Ничатка (57.80° с.ш., 117.64° в.д., рисунок, *IA*) и на р. Чуя, выше устья р. Медвежьей (58.73° с.ш., 112.59° в.д., рисунок, 1Б) нами были отобраны палеомагнитные коллекции, представляющие красноцветные, мелкотерригенные разности (всего изучено 60 образцов). Изученные образцы характеризуются достаточно четкими диаграммами Зийдервельда (рисунок, 3А – оз. Ничатка; 3Б – р. Чуя, высокотемпературная компонента; 3В - р. Чуя, промежуточная компонента). На стереограммах для ничатских образцов (рисунок, 2A), отобранных из пологомоноклинального разреза, определяется четкий отрицательный кластер C-3 склонений и низких наклонений (n=25, Ds=291.5, Is=-19.3, ks=19.2, a95s=6.8; Dg=295.1, Ig=-4.8, kg=27.1, a95g=5.7). Единичные направления для чуйских образцов (рисунок, 2Б и 2В, квадратики – промежуточные компоненты, кружочки – высокотемпературные) распределены квазихаотично, с некоторым группированием в области современного перемагничивания при рассмотрении в географической системе координат. Анализ анизотропии магнитной восприимчивости показывает плоскостную анизотропию (не более 4 %) для ничатской коллекции (рисунок, 4А), свойственную нормальным осадочным породам. Для чуйских образцов (рисунок, 4Б) фиксируется четко выраженный трехосный эллипсоид с направлением минимальных осей параллельно напластованию и нормально к простиранию толщ, а направлением максимальных осей нормально к плоскости напластования, причем значения общей анизотропии определяются как аномально высокие (до 40 %). Вероятно, такой характер анизотропии в чуйском разрезе вызван тектоническими напряжениями при деформации пород. Отметим, что при величинах анизотропии >5 % использовать палеомагнитные данные можно с крайней «осторожностью», поэтому при дальнейшей интерпретации данные по чуйскому разрезу мы не рассматриваем.

Палеомагнитный полюс, рассчитанный по пурпольской свите оз. Ничатка, независимо от выбора системы координат, попадает в район экваториальной Африки (PLong=4.2, Plat=2.7, A95=5.1 при рассмотрении в стратиграфической системе). Рассчитанный полюс практически совпадает с полюсами кандыкской и усть-кирбинской свит Учуро-Майского района [1], являющимися ключевыми для основания неопротерозоя Сибирской платформы (1000–950 млн лет [1, 2]). По нашему мнению, такое совпадение полюсов может означать одновозрастность пурпольской свиты и верхней части Учуро-Майского гипостратотипа рифея (уйская серия), то есть возраст пурпольской свиты может быть оценен палеомагнитным методом как ранний неопротерозой.

- [1] Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацилло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
- [2] Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. UPb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from Southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 164. P. 409–420.

### РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ КАК ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

### Р.А. Шелепаев, В.В. Егорова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rshel@igm.nsc.ru Новосибирск, Новосибирский государственный университет

В большинстве мафит-ультрамафитовых массивов, особенно в ультраосновных частях, наиболее сохранившимся минералом является моноклинный пироксен. Зачастую он является единственным информационным минералом ультрабазит-базитовых пород. Он обладает устойчивым химическим составом, вследствие чего его можно использовать при формационном расчленении, типизации и корреляции магматических образований, а также установлении петрогенетических серий пород, самостоятельных комплексов в полиформационных массивах. Широкое применение редкоэлементного состава клинопироксенов оправдано тем, что этот ранний минерал, независимо от кумулятивного или реакционного происхождения, может отражать равновесие с соответствующими расплавами на разных стадиях эволюции магматических ассоциаций. Важной особенностью являются также низкие скорости диффузии несовместимых элементов в клинопироксене при субсолидусных температурах [1].

Данные по геохимии редкоземельных элементов в клинопироксенах все более широко используются при петрологических исследованиях мафит-ультрамафитовых комплексов. Однако по типам магматических комплексов и разновидностям пород они распределены неравномерно. Больше всего таких данных имеется по клинопироксенам из перидотитов глубинных ксенолитов и срединно-океанических хребтов [2]. Проведенные нами ранее исследования показали, что клинопироксены из пород ультрабазит-базитовых ассоциаций различных формационных типов различаются по уровню содержаний редкоземельных и редких элементов, по соотношению концентраций легких и тяжелых лантаноидов, а также отличаются по содержанию тяжелых высокозарядных элементов и стронцию. Так, клинопироксены из пород перидотитгаббровых массивов обеднены Nb, Ti и Sr, тогда как клинопироксены из массивов уралоаляскинского типа обогащены Sr и не имеют аномалий по Ti. В клинопироксенах щелочнобазальтоидной формации, напротив, отмечается положительная аномалия по титану [3]. А характерной чертой клинопироксенов из офиолитов являются спектры РЗЭ с положительным наклоном с самыми низкими концентрациями легких лантаноидов [4].

Однако количество определений РЗЭ в клинопироксенах из пород габбро-монцодиоритовых формаций довольно ограничено. Эталонными объектами этой формации могут выступать палеозойские Башкымугурский габбро-монцодиоритовый массив Юго-Восточной Тувы и Дербинский массив Восточного Саяна. Для определения редкоэлементного состава клинопироксенов проводился анализ отдельных зерен методом ICP MS с лазерной абляцией в ИГМ СО РАН. Съемка каждого зерна сопровождалась контрольным измерением стандартов стекол (NIST 612, 614). Погрешность анализа по величине стандартного отклонения не превышала 15–25 % для содержаний менее 1 ррт и 5–10 % для содержаний более 1 ррт.

Уровень содержаний несовместимых элементов в клинопироксенах из пород габбромонцодиоритовых ассоциаций выше, чем в клинопироксенах из дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой (офиолиты) и перидотит-габбровой формаций, что согласуется с повышенным содержанием щелочей и других некогерентных элементов в исходном для этих массивов расплаве. Содержание РЗЭ в клинопироксенах этих массивов колеблется от 20 до 40 хондритовых единиц, тогда как содержания РЗЭ в клинопироксенах из офиолитов и перидотитгаббровых массивов не превышают 10–20 хондритовых единиц. Клинопироксены в этих массивах обогащены средними лантаноидами (La/Sm=0.30–0.34, Sm/Yb=2.36–2.42) за исключением европия, по которому отмечается отрицательная аномалия (Eu/Eu\*=0.57–0.68). В клинопироксенах наблюдается зависимость величины европиевой аномалии от количества плагиоклаза в породе. Это, по-видимому, указывает на совместную кристаллизацию клинопироксена и плагиоклаза, так как коэффициент распределения европия для плагиоклаза выше, чем для клинопироксена. В клинопироксенах отмечается увеличение концентраций редких элементов при понижении магнезиальности минерала, что также коррелирует с общим повышением содержания РЗЭ от габброидов к монцодиоритам в изученных массивах. Такое распределение РЗЭ в клинопироксенах согласуется с моделью фракционной кристаллизации, согласно которой монцодиориты в массивах габбро-монцодиоритовых ассоциаций образовались из остаточных расплавов исходного базитового расплава с повышенной щелочностью. Для всех проанализированных клинопироксенов характерны отрицательные аномалии по Ta, Nb, Zr и Ti. Эти черты присущи и валовому составу габброидов изученных массивов и, вероятно, отражают особенности состава исходного расплава. Проведенные ранее исследования показали, что родоначальные магмы для этих массивов имеют надсубдукционные или смешанные надсубдукционноплюмовые метки [5]. На основе данных по геохимическому составу клинопироксенов из пород габбро-монцодиоритовых ассоциаций, привлекая также данные по составу клинопироксенов других ультрабазит-базитовых ассоциаций, можно утверждать, что состав клинопироксена отражает геохимические особенности исходных базитовых расплавов.

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента РФ для поддержки молодых российских ученых (грант МК-4851.2011.5) и РФФИ (10-05-00515).

- [1] Van Orman J.A., Grove T.L., Shimizu N. Rare earth element diffusion in diopside: influence of temperature, pressure, and ionic radius, and an elastic model for diffusion in silicates // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2001. Vol. 141, № 6. P. 687–703.
- [2] Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах // Записки Российского минералогического общества. 2001. № 4. С. 78–97.
- [3] *Egorova V., Kalugin V., Shelepaev R.* Composition and genesis of clinopyroxene and feldspar megacrysts from alkaline basalts of Mongolia // Geophysical Research Abstracts. 2008. Vol. 10. EGU2008-A-00143.
- [4] Батанова В.Г., Соболев А.В., Шминке Х.-У. Исходные расплавы интрузивных кумулатов массива Троодос, о-в Кипр, по данным изучения клинопироксенов и расплавных включений в плагиоклазах // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. Р. 273–282.
- [5] Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Егорова В.В. Габброидные ассоциации различных геодинамических обстановок (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Современные задачи петрологии и геодинамики в развитии концепции рационального природопользования / Под ред. И.Ф. Гертнера, П.А. Тишина. Томск: Изд-во ФГУ «Томский ЦНТИ», 2006. С. 71–82.
## ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ КЕМБРО-ОРДОВИКСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Р.А. Шелепаев, В.В. Егорова, А.Э. Изох

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rshel@igm.nsc.ru Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Исследований, посвященных ассоциациям, в которых совмещены известково-щелочные расслоенные ультрамафит-мафитовые серии и монцонитоиды, сравнительно мало. Это связано с тем, что зачастую расслоенные ультрамафит-мафитовые ассоциации и монцонитоиды рассматривались как самостоятельные формационные типы. Первые выделялись в самостоятельные комплексы, а вторые включались в состав многофазных полигенных существенно гранитоидных ассоциаций. В последнее время для различных регионов показано, что совмещение в одних интрузивах низкотитанистых перидотитов, пироксенитов и габброидов нормальной щелочности и умеренно-щелочных габброидов и монцонитоидов является характерной особенностью габбро-монцодиоритовой формации. При этом часто монцодиориты наблюдаются в качестве самостоятельных интрузивных фаз или даже образуют крупные интрузивы. Кроме того, монцонитоиды нередко ассоциируются с анортозитами и гранитами-рапакиви (Чинейский массив, Забайкалье), наиболее характерна эта ассоциация для докембрийских комплексов, известны они и в составе габбро-сиенитовых магматических комплексов (Тажеранский, Бирхинский массивы, Приольхонье). Нами были исследованы Баянкольский, Эрзинский и Башкымугурский габбро-монцодиоритовые интрузивы, расположенные на территории Западного Сангилена, который представляет собой фрагмент коллизионного орогена, образовавшегося в ходе неопротерозой-раннеордовикского этапа развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [6].

Исследование временной продолжительности и характера тектонических режимов на территории Западного Сангилена показало, что он сформировался в ходе последовательной смены тектонических обстановок от аккреционно-субдукционных в конце венда через коллизионную в кембрии до трансформно-сдвиговой в ордовике [1]. Более раннему этапу соответствует стадия максимального открытия Палеоазиатского океана с примитивными островными дугами, в ходе которой формировались офиолитовые ассоциации [6].

Среди магматических пород Западного Сангилена наиболее распространены гранитоиды. Выделяют более 10 гранитоидных комплексов, различающихся как по возрасту, так и по составу [1].

<u>Баянкольский массив</u> пространственно приурочен к северо-восточному флангу термального купола высокоградиентного метаморфизма [2]. В этом районе картируется несколько разобщенных пластовых недифференцированных тел габброидов, различающихся по меланократовости, которые прорываются монцодиоритами второй фазы. В левобережье р. Баян-Кол среди метапелитов чинчилигской свиты наблюдаются выходы меланократовых габброидов. На контакте с габброидами метапелиты превращены в грубозернистые роговики (T>700 °C, p=3 кбар), развивающиеся по регионально-метаморфическим породам (M1). Геохронологическое исследование Ar-Ar методом пойкилитового магматического титанистого магнезиогастингсита из биотит-амфибол-оливиновых меланогабброноритов Баянкольского массива дало возраст 489±3 млн лет. Возраст монцодиоритов, определенный U-Pb методом, – 496.5±3.6 млн лет [3].

В составе <u>Эрзинского массива</u> присутствуют монцодиориты и габброиды, для которых установлены фазовые взаимоотношения. Породы Эрзинского массива прорывают гранатсиллиманитовые гнейсы эрзинского метаморфического комплекса и интрудируются гранитоидами. Проведенные U-Pb методом по цирконам геохронологическое исследования монцодиоритов массива показали его раннеордовикский возраст – 491.6+9.5 млн лет [3]. Возраст прорывающих монцодиориты лейкогранитов, определенный U-Pb методом по циркону, – 489±2.6 млн лет [3], а Rb-Sr методом – 486±10 млн лет [4]. Башкымугурский массив образует крупное тело, вытянутое в меридиональном направлении почти на 20 км при ширине около 5 км. Массив прорывает породы моренского метаморфического комплекса и кускунугской свиты, пространственно массив приурочен к центру Мугурского зонального метаморфического комплекса (M2, T>750 °C, p=2–3 кбар) [2]. В отличие от Баянкольского и Эрзинского массивов, прорываемых гнейсовидными гранитоидами, породы Башкымугурского массива прорываются порфировидными гранитами и аляскитами. Массив сложен габброидами и монцодиоритами, внедренными в гомодромной последовательности. Габброиды первой фазы образуют крупное тело (6×7 км) в северной части массива. Для них характерна магматическая расслоенность, обусловленная чередованием плагиовебстеритов, оливиновых габбро-норитов и анортозитов. Вторая фаза Башкымугурского массива представлена монцодиоритами, возраст которых U-Pb методом оценивается в 464.6±5.7 млн лет [3]. Проведенные геохронологические исследования биотита монцодиоритов Ar-Ar методом показали возраст 465±1.2 млн лет.

По петрографическим и минералогическим особенностям и химическому составу породы габбро-монцодиоритовых составов не различимы. На вариационных диаграммах габброиды и монцодиориты образуют единый тренд, отражающий направление дифференциации базитового расплава. Для всех пород габбро-монцодиоритовых массивов характерно обогащение LILE и Sr и проявление субдукционной компоненты: наличие минимумов по Ta, Zr, Hf, Ti. Сходство минералогических, петрографических, петро- и геохимических особенностей пород габбромонцодиоритовых массивов Западного Сангилена свидетельствует о том, что их формирование происходило из близких по составу исходных магм, дифференциация которых привела к возникновению монцодиоритов [5].

Присутствие в структуре коллизионного орогена габброидных интрузий многими исследователями считалось проявлением базитового магматизма на доколлизионной или постколлизионной стадии формирования орогена. Базитовые комплексы доколлизионного этапа рассматривались как магматические тела, уже существовавшие на момент начала коллизионных событий. Возникновение постколллизионных интрузий рассматривалось как результат раскола консолидированной коры с образованием внутриплитных рифтогенных комплексов. Однако проведенные геохронологические исследования показали, что базитовый магматизм проявлялся и во время коллизионных процессов.

Полученные геохронологические данные по массивам габбро-монцодиоритовой формации показали, что они образовывались на синколлизионном (Баянкольский и Эрзинский массивы) и постколлизионном (Башкымугурский массив) этапах развития Западного Сангилена [5]. По петрографическому набору пород Башкымугурский массив (мангериты, анортозитоподобные породы) и близкие к нему по возрасту гранитоиды (порфировидные монцограниты Ухадагского массива – 471±10 млн лет [4]) схожи с докембрийскими комплексами, в которые входят анортозиты, мангериты – ортопироксеновые монцонитоиды и граниты-рапакиви. Таким образом, данная ассоциация пород, скорее всего, отображает определенный этап развития литосферы, в котором достаточная мощность коры, с одной стороны, позволяет создавать промежуточные очаги для «продвинутой» дифференциации первичных базитовых магм, а с другой – является источником рапакивиподобных гранитоидов.

Присутствие двух этапов базитового магматизма с участием монцонитоидов отмечается и в других коллизионных сооружениях Центральной Азии. Два этапа такого магматизма установлено для Ольхонского региона, где присутствуют габбро, монцогаббро и монцониты комплекса Бирхин и умеренно-щелочное габбро и сиениты комплекса Тажеран [7]. Два этапа проявлений габбро-монцодиоритового магматизма отмечаются также и для Бэгэрского массива Озерной зоны Западной Монголии [8].

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента РФ (МК-4851.2011.5) и РФФИ (№ 10-05-00515).

- [1] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovsky V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: Implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Research. 2003. Vol. 6, № 2. P. 143–159.
- [2] 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 (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Доклады АН.

2005. T. 405, № 1. C. 82-88.

- [3] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная *Н.Г., Лыхин Д.А.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 174–190.
- [4] Петрова А.Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2001. 26 с.
- [5] Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1997. 272 с.
- [6] Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э. Генезис габбро-монцодиоритовых ассоциаций, на примере Башкымугурского массива Западного Сангилена // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Иркутск, 2007. С. 281–286.
- [7] Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.
- [8] Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 46. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. 269 с.

## ПРИРОДА И ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ГАРГИНСКОГО «МАССИВА» (ИКАТСКИЙ ХРЕБЕТ, БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ)

С.И. Школьник\*, Е.Ф. Летникова\*\*, В.Г. Беличенко\*, Е.И. Демонтерова\*, Л.З. Резницкий\*

\*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sink@crust.irk.ru \*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Центральную часть Байкальской горной области занимают два близких по возрасту, представленных сложнодислоцированными осадочно-метаморфическими толщами террейна – Баргузинский и Икатский [1]. Расположенные в пределах Икатского террейна высокометаморфизованные породы Гаргинского, Амлатского, Аргодинского и Ципиканского массивов («глыб») считались выступами фундамента впервые выделенного Л.П. Зоненшайном [2] Баргузинского микроконтинента. Существующие оценки возраста по данным объектам варьируются в широком диапазоне, что не позволяет достоверно судить о геодинамических условиях формирования «массивов». Имеющиеся данные показывают, что возраст синметаморфических гнейсогранитов, развитых в поле метаосадочных и вулканогенных образований талалинской и хойготской толщ (Амалатский «массив»), составляет 790±6 млн лет (СКВО=2.5) [3]. Точных данных о возрасте протолита гаргинской серии нет. Согласно [4], Гаргинский «массив» представляет собой купольную структуру, образованную синметаморфическими гнейсогранитами, возраст кристаллизации и становления которых соответствует 493±6 млн лет (U-Pb метод по цирконам).

Гаргинский «массив» [5] представлен отложениями гаргинской серии, подразделяющимися на две свиты: нижнюю сурумакитскую и верхнюю котороконскую. В составе сурумакитской свиты выделяются различные гнейсы, метаморфические сланцы, мраморы, метаморфизованные кислые эффузивы и их туфы, также встречаются амфиболиты. Породы свиты находятся в тесном переслаивании, гнейсы представлены тонко- и среднезернистыми полосчатыми двуслюдяными и биотит-амфиболовыми разновидностями. Кислые эффузивы, развитые в виде отдельных покровов и линз, перемежаются с метаморфизованными туфами и туфогенными породами. Амфиболиты образуют небольшие пластовые тела, большая часть которых представлена измененными диабазами и габбродиабазами. Степень метаморфизма варьируется от зеленосланцевой до низов амфиболитовой фации.

Изучение пород гаргинской серии проводилось в области повышенного метаморфизма по руч. Маректакан (правый приток р. Гарга). Повышенная степень метаморфизма и залегание пород гаргинской серии на слабометаморфизованных фаунистически охарактеризованных отложениях икатской свиты (бассейн р. Гарга) долгое время не поддавалась расшифровке. Позднее было установлено, что более древние отложения гаргинской серии контактируют с кембрийскими породами икатской свиты по пологому надвигу. В большей степени разрез серии здесь представлен серыми тонко- и мелкозернистыми гнейсами биотитового, иногда двуслюдяного состава с характерными тонкополосчатыми прерывистыми текстурами. Последние имеют отчетливую ориентировку листоватых минералов (главным образом биотита). Наличие подобных тонкозернистых с прерывистой полосчатой текстурой гнейсовидных пород (бластомилонитов?) позволило нам предположить, что их формирование, вероятнее всего, связано с рассланцеванием, милонитизацией и одновременной перекристаллизацией исходных пород в зоне надвига.

Биотитовые гнейсы гаргинской серии характеризуются широким диапазоном содержаний SiO<sub>2</sub> (54–76 мас. %), типичным для магматических пород андезит-риолитового состава. Характерны умеренные до повышенных содержания щелочей (4.69–8.51 мас. %) и, как правило, постоянное, за исключением нескольких образцов, преобладание Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O. На вариационных диаграммах с повышением содержаний SiO<sub>2</sub> концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO и железа уменьшаются, а K<sub>2</sub>O увеличиваются. Определение исходного состава пород проводилось по

достаточно опробованной схеме. Согласно диаграмме [6], биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы попадают в поле ортопород, только две пробы – биотит-гранатовый и мусковитовый гнейсы – могут быть отнесены к парапородам. На классификационной диаграмме А.Н. Неелова [7] точки составов пород главным образом попадают в поля полимиктовых песчаников и алевролитов, которые полностью перекрываются с полем вулканогенных пород и могут соответствовать породам трахириолит-дацитового состава, одна проба отвечает андезиту. Выпадающая из общей выборки порода биотит-гранатового состава отвечает пелитовым аргиллитам и имеет, скорее всего, осадочную природу.

Гранитогнейсы, имеющие малые или умеренные значения гидролизатного модуля (ГМ= =0.21-0.30), при низких величинах ТМ (0.017-0.046) и повышенной щелочности (НКМ= =K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.33-0.63)) могут отвечать кислым туфам [8]. Признаком участия кислой пирокластики (кислые туффоиды) в составе пород, наряду с указанными выше значениями, может служить также наличие позитивной корреляции между титановым и железным модулями (ЖМ= Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO/TiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и негативной НКМ-ГМ. Еще одним признаком вулканогенной природы биотитовых гнейсов является наличие прямой корреляционной зависимости между содержанием TiO<sub>2</sub> с MgO ( $R^2$ =+0.75) и FeO ( $R^2$ =+0.86), типичной для магматогенных пород, а также отсутствие корреляции Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с TiO<sub>2</sub> и Y, характерной для осадочных образований. По содержанию и индикаторным отношениям микроэлементов (Th/Co, Th/Sc, La/Co, La/Sc и др.) составы биотитовых гнейсов близки породам гранитоидного состава, но отличаются, в целом, несколько повышенными содержаниями Sr и Ba. На спайдердиаграмме нормированных по примитивной мантии составов биотитовых гнейсов обнаруживаются хорошо выраженные отрицательные аномалии Ta, Nb, P и Ti. Спектры распределения имеют достаточно фракционированный характер в области легких (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>=14.9-21.6) и пологий - в области тяжелых РЗЭ (Gd<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>=1.6–1.7). Общей особенностью рассматриваемых пород является отсутствие отрицательной Еu аномалии (Eu/Eu\*=1.03-1.20). Особенности геохимического состава изученных метавулканитов близки составам кислых пород тоналит-трондьемитовой ассоциации, а на классификационной диаграмме они попадают в поля трондьемитов, гранодиоритов и гранитов. Таким образом, исходя из петрогеохимических данных [9] изучаемые биотитовые гранитогнейсы гаргинской глыбы могут классифицироваться как туффоиды кислого состава.

Модельный Nd возраст гранитогнейсов варьируется в интервале 2570-2450 млн лет. Столь древний возраст с величинами є<sub>Nd</sub>(800) от -14.5 до -16 указывает на участие древних континентальных комплексов в их формировании. Методом лазерной абляции было проведено изотопное датирование цирконов из биотитового гранитогнейса (бластомилонита), минеральный состав которого представлен кварцем (40 %), полевым шпатом (40 %), биотитом (15 %), в качестве акцессориев присутствует сфен, циркон, редко апатит. Цирконы из данных метатуффоидов представлены короткопризматическими желтоватыми кристаллами, размером 150-200 мкм, иногда с хорошо выраженными кристаллографическими формами, но чаще с сильно корродированными («изъеденными») поверхностями. Катодолюминесцентные (CL) изображения большинства изученных цирконов демонстрируют типичную магматическую осцилляторную зональность. Обнаруживаются два возрастных пика образования циркона, зерна которых характеризуются выраженной магматической зональностью. Один из пиков отвечает интервалу 555-472 млн лет (6 определений), большая часть проанализированных зерен магматических цирконов (18 определений) определяет возрастной диапазон их образования в интервале 720-840 млн лет. Полученные результаты допускают два варианта интерпретации. Один из них: образование протолита в интервале 720-840 млн лет и метаморфизм в районе ордовика, который проявлен во многих террейнах ЦАСП. Второй вариант – образование протолита в интервале 555-472 млн лет и «захват» более древних цирконов, что согласуется с двумя этапами магматизма по [4]. В любом случае, из-за малочисленности данных окончательные выводы о времени формирования гаргинской толщи делать преждевременно и авторы планируют дополнить результаты.

Полученные данные по гаргинским гнейсогранитам подтверждают вывод [3] о пространственно-временной сопряженности развития Баргузино-Витимского супертеррейна и Байкало-Муйского пояса.

[1] Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент: к проблеме выделения //

Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1049–1059.

- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 327 с.
- [3] Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З и др. Реннебайкальские гнейсограниты Баргузино-Витимского микроконтинента (Центрально-Азиатский складчатый пояс): новые U-Pb изотопные данные // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск, 2002. С. 401–402.
- [4] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.Ф. Возраст гнейсогранитов Гаргинской «глыбы» Баргузино-Витимского супертеррейна // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 334–336.
- [5] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2. 700 с.
- [6] Werner C.D. Saxonian granulites a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in highmetamorphic complexes // Gerlands Beitr Geophys. 1987. Vol. 96. P. 271–290.
- [7] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [8] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- [9] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УРО РАН, 2010. 412 с.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОДЪЕМА ПРЕДОСТРОВОДУЖНОГО ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА

#### Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

Москва, Институт проблем нефти и газа РАН, bivrmyrzb@mtu-net.ru

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенноосадочных формаций, в том числе нефтегазоносных, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана (Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский). Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готеривбаррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, о. Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа, так же как и диапировые внедрения офиолитов, приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги Северного Сахалина. Залежи нефти и газа сосредоточены в осадочных комплексах, сформированных в позднепалеогеновых-неогеновых наложенных присдвиговых прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон. Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на п-ве Шмидта (Северный Сахалин) с образованием большой воронки взрыва газов (ручей Тарычах). Как показал структурно-формационный анализ, наложенные прогибы образовались в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны при растяжении предостроводужья, сопровождаемом отодвиганием, откатом желоба к востоку в пределах современного Охотского моря. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет собой остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками позднекайнозойского времени и проявлениями сильных землетрясений с магнитудой М=7. Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок, массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий [3]. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк.

Формирование офиолитового диапира связано с мантийной серпентинизацией дунитгарцбургитовых ультрабазитов в восстановительных условиях в результате образования анионов (OH) за счет окиси углерода и водорода при участии никелевого катализатора по схеме:  $2Mg_2Si0_4+Mg_2Si_20_6+4CO+12H_2 \leftarrow^{Ni} \rightarrow Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8+4CH_4$ . Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40–50 км подтверждено экспериментальными, термодинамическими данными (T=450–600 °C, P=13–16 кбар), характеристиками изотопного состава водорода и кислорода и расчетами баланса вещества [2]. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (25–30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями для Марианской островодужной системы [5]. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением при растяжении свода поднимающегося диапира, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами в следующей последовательности.

1. Внедрение в псевдоморфно-серпентинизированные улътабазиты по дайкоподобным каналам ультраосновной магмы лерцолитового состава. На контакте магматических тел с серпентинитами возникли высокотемпературные (T=900 °C) биметасоматические слои, состоящие из оливина, бронзита, диопсида.

2. Формирование полосчатой расслоенной серии пород при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной (габбро-норитовой) магмы в лерцолитовые, верлитовые,

аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. Лерцолиты, чередующиеся с габбро-норитами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом (% 88.0En; 10.5Fs; 1.5Wo) или низкожелезистым бронзитом (% 83.5En; 16.0Fs; 0.5Wo), диопсидом (% 46.0En; 3.0Fs; 51.0Wo) и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16.5 %). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями (Mg<sub>0.67</sub>Fe<sup>2+</sup>O<sub>0.32</sub>)<sub>0.99</sub>(Al<sub>1.61</sub>Cr<sub>0.39</sub>)<sub>2.0</sub>O<sub>4</sub>, отвечающими по составу плеонасту и плеонастцейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Япского желоба [1]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогаббро-норитовые (T=900 °C), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые (T=550-700 °C), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, андрадит, герцинит; 3) апосерпентинитовые, включающие лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбро-нориты, экранированные серпентинитами в субсолидусном состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации (T=830-880 °C). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах наиболее высоких содержаний европия (0.226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0.70384), характерных для комплексов островных дуг. В зонах локально повышенных температур (T=700-800 °C) и давлений (P>5 кбар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью.

3. Формирование силлово-дайкового комплекса (комплекс параллельных даек островодужного типа) в условиях рассредоточенных и разноглубинных растяжений свода диапира. Рассеянные серии полудаек пересекали бортовые участки поднятия, в том числе протрузии серпентинизированных ультрабазитов. Глубины до 5 км. Именно в этот период сформированы апогаббровые и аподиабазовые термальные и динамотермальные амфиболиты (T=550–700 °C, P>5 кбар) и основная часть родингитов. Габбро-нориты подверглись наложенным зеленокаменным изменениям и окварцеванию с образованием метасоматических плагиогранитов, а ультрабазиты полосчатой серии – наложенной гидротермально-метасоматической серпентинизации и хлоритизации. В контактово-реакционных слоях серпентинитов с полудайками, интрудированными альбититами и плагиогранитами, сформировалась золоторудная минерализация [4].

4. Формирование спилит-кератофирового вулканоплутонического комплекса в непостоянной во времени и пространстве геодинамической обстановке при сочетании условий растяжения и блоковых подвижек в связи со взбросо-сбросовыми и сдвиговыми нарушениями, с тенденцией образования поднятия. Основные породы, в том числе из пакетов дайка в дайке имеют бонинитовую петро- и геохимическую специализацию [3]. Появление кислых магм увязывается с преобразованием основной магмы флюидами (метамагматизм). При формировании кислого расплава флюиды служили источником кремнезема и щелочей, вероятно в форме элементоорганических соединений. В поздне- и послемагматические стадии флюиды способствовали перераспределению петрогенных и рассеянных элементов (Si, K, Cr, Ni, V и др.) как внутри интрузивных тел, так и во вмещающих породах, что привело, в частности, к образованию гибридных пород, метасоматических плагиогранитов, альбитовых амфиболитов и пропилитов с вкрапленными железомедными с хромом сульфидными рудами 0.95CuFeS<sub>2</sub>0.10CrS. Спилитизация оценивается как растянутый во времени процесс, который начинается в позднемагматическую стадию при преобразовании флюидами кристаллических фаз и расплава и унаследованно продолжается в пневматолито-гидротермальные стадии постмагматического изменения пород. Спилитизация протекает в условиях только определенного геодинамического режима, в частности при растяжении коры над сейсмофокальной зоной. Она часто не получает полного завершения из-за нарушения флюидно-породного равновесия в результате изменения геодинамической обстановки растяжения сбросово-сдвиговыми деформациями. В последнем случае активизируются процессы кислого магматизма.

С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы (п-ов Шмидта на Сахалине), сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами. Образование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита [( $K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{5.76}Mg_{0.09}Fe^{2+}_{0.06}$ ) (Si<sub>5.96</sub>Al<sub>0.04</sub>)O<sub>18</sub>(OH)<sub>2</sub>], происходило при температуре 350 °C [**3**]. Эти принципиально новые данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации. Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200±10 млн лет и находится в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования диапира близко совпадает с периодом (212– 215 млн лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики [**3**].

- [1] Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
- [2] Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: ГЕОС, 2002. С. 98–107.
- [3] Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–67.
- [4] Юркова Р.М., Воронин Б.И. Золоторудная минерализация в родингитах // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии, геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 377–380.
- [5] Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo. 2001. Vol. 76. P. 355–366.

## ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА И ПРОБЛЕМА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЕЙШИХ БАТОЛИТОВ АЗИИ

В.В. Ярмолюк\*, А.М. Козловский\*, Е.Б. Сальникова\*\*, И.В. Анисимова\*\*, А.В. Травин\*\*\*

\*Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru \*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН \*\*\*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Территория Центрально-Азиатского складчатого пояса является одной из наиболее крупных в мире провинций гранитоидного магматизма. Этот магматизм протекал в регионе неоднократно, начиная с позднего докембрия до мезозоя включительно, сформировав крупные пояса и ареалы. Одним из крупнейших среди них является Хангайский батолит (> 150000 км<sup>2</sup>). Время его формирования оценивалось практически в рамках всего палеозоя. В то же время исследования, выполненные в пределах близких по размерам Ангаро-Витимского и Хэнтейского батолитов, показали, что продолжительность их формирования не превышала 30 млн лет. Поэтому нами выполнен ряд U-Pb (TIMS) по циркону и Ar-Ar по амфиболу геохронологических определений возраста гранитоидов из различных участков Хангайского батолита.

Хангайский батолит образован серией крупных массивов гранитоидов, сосредоточенных в пределах Хангайского нагорья [1]. Вмещающими породами для них являются девонские и каменноугольные осадочные отложения Хангайского прогиба, позднерифейские комплексы Баянхонгорской и Дзабхан-Мандалской зон, метаморфические комплексы Байдарикского и Тарбагатайского раннедокембрийских блоков.

В строении батолита выделяется несколько интрузивных комплексов [1, 2]. Ранний (тарбагатайский) комплекс сложен гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами и в составе ранних фаз включает габбро и габбро-диориты. Основной объем в строении батолита занимают породы хангайского комплекса. Они отвечают гранит-гранодиоритовой формации и представлены средне-крупнозернистыми порфировидными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми тоналитами, гранодиоритами и гранитами нормального ряда щелочности. Завершающими в формировании батолита стали породы шараусгольского комплекса, отвечающие гранитлейкогранитовой формации (субщелочные лейкократовые и биотитовые граниты, граносиениты).

**Геохронологические данные.** Полученные геохронологические данные для гранитоидов представлены на рисунке. Наиболее ранние среди них отмечаются в западной и северо-западной периферической части Хангайского батолита. К ним относится крупный массив, расположенный в верховьях р. Идэр, очень неоднородный по составу, включающий фазы от габбродиоритов до лейкогранитов, между которыми фиксируются минглинговые взаимоотношения, свидетельствующие об одновременном становлении мафических и сиалических интрузий. Геохронологические данные получены для амфибол-биотитового гранодиорита, возраст которого составляет 268±2 млн лет. Такое же значение возраста (268±1 млн лет) получено для сиреневых щелочных лейкогранитов со щелочным амфиболом Тосон-Ценгельского массива. Близкие геохронологические данные были получены для массива монцогаббро Дзара-Ула [3] – 269±4 (SHRIMP) и 262±2 (Ar-Ar биотит) млн лет. Несколько более молодыми являются амфиболбиотитовые кварцевые диориты Баян-Булакского массива – 260±3 млн лет (Ar-Ar по амфиболуч).

Центральную часть батолита представляют Цэцэрлэгский и Хойт-Тамирский массивы, отвечающие гранит-лейкогранитной формации (шараусгольский комплекс) и гранит-гранодиоритовой и гранитной формации (хангайский комплекс). Цецерлегский массив сложен порфировидными биотитовыми или лейкократовыми субщелочными гранитами, возраст которых составляет 255±1 млн лет. Такой же возраст получен и для Хойт-Тамирского массива амфиболбиотитовых гранодиоритов.



Схема геологического строения района Хангайского батолита.

Для гранитоидов южной части Хангайского батолита отмечается наибольший разброс геохронологических данных. В юго-восточной периферической части батолита биотит-амфиболовый порфировидный гранит в хр. Усгэхийн-Нуру имеет возраст 261±2 млн лет. Бу-Цаганский массив в юго-западной периферии батолита сложен средне-крупнозернистыми биотит-амфиболовыми диоритами, монцодиоритами и граносиенитами. По циркону из диоритов был установлен возраст 253±2 млн лет. Крупный массив (около 4000 км<sup>2</sup>) гранодиоритов-гранитов-лейкогранитов расположен к восток-северо-востоку от г. Баянхогор. В верховьях р. Тацын-Гол его биотит-амфиболовые граниты имеют возраст 253±5 млн лет.

Наиболее молодые на сегодняшний день гранитоиды в составе Хангайского батолита отмечаются в районе сомона Эрдэне-Цогт – 242±4 млн лет и в нижнем течении р. Байдарагин-Гол – 242±2 млн лет.

Таким образом, полученные нами геохронологические данные позволяют определить временной интервал формирования Хангайского гранитоидного батолита – 269–242 млн лет назад. Продолжительность формирования батолита составила около 27 млн лет и сопоставима со временем формирования других батолитов Центральной Азии – Баргузинского и Хэнтейского.

Представляется, что для Хангайского батолита может быть установлена пространственно-временная закономерность процессов гранитообразования. Формирование батолита началось на западе около 268 млн лет назад и в южной периферической части – 261 млн лет назад. В дальнейшем в процессы гранитообразования вовлекались центральные и северо-западные области. Однако нельзя исключать, что центральная часть Хангайского нагорья может представлять менее эродированную область, где терригенные толщи Хангайского прогиба прорваны лишь наиболее поздними фазами, представляющими апикальные части гранитоидов батолита. В западной же части, где в современном эрозионном срезе представлены практически одни лишь гранитоиды, мы имеем дело с более глубинными их фациями, которые могут представлять наиболее ранние гранитоидные выплавки.

Проведенные исследования показывают, что в составе Хангайского батолита принимают участие породы очень широкого спектра составов – от габбро до лейкогранитов, сиеногранитов и щелочных гранитов. Для западной и северо-западной частей Хангайского батолита геохронологические данные показывают синхронность образования всех этих пород. Текстурные соотношения между ними нередко отражают одновременное внедрение и смешение разных по составу магм. Крайними членами здесь, вероятно, являются габбро, имеющие мантийный источник, и граниты, представляющие продукты корового анатектического плавления. Промежуточные породы в большинстве, вероятно, имеют гибридное происхождение. Щелочные граниты Тосон-Ценгельского массива достаточно однородны и в своем составе не имеют габброидных фаз. Этот массив расположен на северной периферии Хангайского батолита и, очевидно, связан с глубокой дифференциацией магм либо мантийного, либо корового происхождения, но, в отличие от центральных частей батолита, его становление происходило в более спокойных условиях, обеспечивающих длительное фракционирование магм.

Крупнейшие батолиты Азии – Ангаро-Витимский, Хангайский и Хэнтейский возникли в позднем палеозое – раннем мезозое (между 305 и 195 млн лет назад) при индивидуальной продолжительности формирования каждого из них около 25 млн лет. Каждый из них представляет огромные массы гранитоидов, объем которых в соответствии с геофизическими данными [4] может быть оценен в >0.7 млн км<sup>3</sup>. Столь масштабное плавление коры в разных участках Центрально-Азиатского складчатого пояса связывается с воздействием на кору региона ряда горячих точек, перекрытых континентальной литосферой в ходе перемещения Сибирского палеоконтинента над Африканской низкоскоростной мантийной провинцией (горячим полем мантии) [5].

- [1] Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. М.: Наука, 1977. 149 с.
- [2] Карта геологических формаций МНР 1:1500000 / Гл. ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР, 1989.
- [3] Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 10–31.
- [4] *Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Ananyin L.V.* Deep structure of the Angaro-Vitim granitoid field from the geophysical data // Large igneous provinces of Asia. Irkutsk: IEC SB RAS, 2011. P. 281–283.
- [5] Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. Vol. 102, № 1–2. P. 29–59.

# АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агатова А.Р. 11, 220, 223 Акинин В.В. 86 Алексеев И.А. 171, 174 Альшевский А.В. 86 Амиржанов А.А. 13 Анисимов А.Ю. 15 Анисимова И.В. 103, 106, 213, 261 Анисимова С.А. 15 Антипин В.С. 18 Арефьев С.С. 139 Аристов В.А. 145 Бадашкова Е.Е. 21 Баженов М.Л. 123 Базарова Е.П. 23, 178, 181 Баталев В.Ю. 26 Баталева Е.А. 26 Беличенко В.Г. 75, 255 Белова А.А. 176 Беляев В.А. 62 Беляев С.Ю. 28, 31, 227 Белякова И.И. 28, 31 Бретштейн Ю.С. 34 Брюханова Н.Н. 37 Бугакова Ю.С. 216 Будаев Р.Ц. 109, 111 Будяк А.Е. 37 Булгатов А.Н. 62 Булдыгеров В.В. 40 Бурмакина Г.Н. 43 Буслов М.М. 46 Бутаков П.М. 239, 240 Буякайте М.И. 158 Быкова В.В. 139 Ван К.-Л. 102 Ванг К-Л. 121 Великославинский С.Д. 102 Верниковская А.Е. 48 Верниковский В.А. 48 Ветлужских Л.И. 142, 145 Вещева С.В. 131 Вишневская И.А. 131 Владимиров А.Г. 96 Владимиров В.Г. 96 Волкова М.Г. 37 Волкова Н.И. 51, 96, 119 Воронин Б.И. 258 Врублевский В.В. 54 Гаськов И.В. 56 Гелетий Н.К. 15 Гертнер И.Ф. 54 Гилева Н.А. 139 Гладкочуб Д.П. 21, 59, 78, 134, 203, 223 Голованова И.В. 123 Гордиенко И.В. 62, 142

Горлачева Н.В. 18 Горожанин В.М. 123 Горохов И.М. 64 Горошко М.В. 66 Горячев Н.А. 86 Гурьянов В.А. 69 Гусев Г.С. 88 Гусев Н.И. 72, 119 Данукалов К.Н. 123 Дегтярев К.Е. 210, 213 Демонтерова Е.И. 75, 119, 255 Демьянович В.М. 99 Джан Б.-М. 102 Лиленко А.Н. 69 Дмитриева Н.В. 131 Донская Т.В. 21, 59, 78, 134, 223 Дорошкевич А.Г. 81, 164 Дриль С.И. 236 Дубинина С.В. 176 Егоров К.Н. 116 Егорова В.В. 250, 252 Ершов С.В. 227 Жимулев Ф.И. 46 Захаров А.Ю. 91 Иванов А.В. 75, 78, 84 Избродин И.А. 81, 164 Изох А.Э. 86, 223, 252 Имаев В.С. 88 Имаева Л.П. 88 Казанский А.Ю. 48, 91, 93 Кармышева И.В. 96 Ключевская А.А. 99 Ключевский А.В. 99 Коварская В.Е. 216 Ковач В.П. 102, 103, 106, 173, 174, 198 Козловский А.М. 106, 121, 261 Козулина Т.В. 54 Коломиец В.Л. 109, 111 Константинов И.К. 113 Константинов К.М. 113 Константинова Г.В. 64 Копылова М. 116 Костровицкий С.И. 59, 116, 195 Косынкин А.В. 69 Котов А.Б. 102, 103, 173, 187, 198, 200, 213, 223 Кошкарев Д.А. 195 Кривоногов С.К. 91 Крук Н.Н. 119 Кудряшов Н.М. 200 Кудряшова Е.А. 121 Кузнецов А.Б. 64 Кузнецов Н.Б. 123 Куйбида М.Л. 119 Куйбида Я.В. 119

Кулев-Негруца А.Д. 171 Кущ Л.В. 18 Лавренчук А.В. 124, 187, 223 Лаврушина Е.В. 127 Ласточкин Е.И. 164 Лебедев В.А. 121 Левашова Н.М. 123 Левицкий В.И. 64, 124 Левицкий И.В. 64, 124 Леонов М.Г. 127 Летникова Е.Ф. 131, 213, 255 Литвиновский Б.А. 233 Лобанов К.В. 56 Лыхин Д.А. 54 Мазукабзов А.М. 21, 59, 78, 134, 187, 203, 218, 220, 223 Макрыгина В.А. 18, 137, 225 Мальков И.А. 174 Матасова Г.Г. 91. 93 Матушкин Н.Ю. 48 Матюков В.Е. 26 Мелведев А.Я. 62 Меерт Дж. Дж. 123 Мельников Н.Н. 64 Мельникова В.И. 139 Метелкин Д.В. 48, 142 Миколайчук А.В. 161 Минина О.Р 145 Михальцов Н.Э. 142 Монгуш А.А. 147, 149 Мордвинова В.В. 152 Никифоров А.В. 54 Ножкин А.Д. 155 Пересторонин А.Н. 69 Песков А.Ю. 69 Плоткина Ю.В. 103, 106 Покровский Б.Г. 158 Пржиялговский Е.С. 127 Приходько В.С. 161 Прошенкин И.А. 131 Развозжаева Э.А. 37 Разумовский А.А. 176 Рампилов М.О. 164 Рассказов С.В. 161 Резницкий Л.З. 75, 255 Рипп Г.С. 81, 164 Руднев С.Н. 96, 167 Рыцк Е.Ю. 103, 171, 173, 174 Рябов В.В. 84 Рязанцев А.В. 176, 210 Саватенков В.М. 106, 121 Савельева В.Б. 23, 178, 181 Сальникова Е.Б. 102, 103, 106, 174, 200, 213, 261 Селятицкая Н.А. 184 Селятицкий А.Ю. 184 Сергеева Н.Д. 123 Симонов В.А. 51 Скляров Е.В. 124, 134, 187, 223 Смекалин О.П. 88 Смирнов Ю.В. 200 Смирнова Ю.Н. 198 Советов Ю.К. 190, 193 Соловецкая Л.В. 193 Соловьева Л.В. 116, 195 Сорокин А.А. 102, 198, 200 Станевич А.М. 37, 203 Старикова А.Е. 187 Ступаков С.И. 51 Сугоракова А.М. 54, 205 Тевелев Арк.В. 208 Толмачева Т.Ю. 210 Томшин М.Д. 113 Травин А.В. 46, 106, 261 Третьяков А.А. 213 Фёдоров А.М. 137, 225 Федоровский В.С. 124, 187, 216, 218, 220, 223 Федосеенко А.М. 102, 103, 174 Федюкин И.В. 248 Фидлер М.А. 46 Фомин М.А. 227 Xe X. 84 Хузин М.З. 113 Цеховский Ю.Г. 230 Цыганков А.А. 43, 233 Чан С.-Л. 102 Чипизубов А.В. 88 Чиу Х.-И. 102 Чуканова В.С. 236 Шатагин К.Н. 213 Шатков Г.А. 239, 240 Шацилло А.В. 242, 248 Шевко А.Я. 84 Шевченко Б.Ф. 66 Шелепаев Р.А. 250, 252 Школьник С.И. 255 Шокальский С.П. 72 Юдин Д.С. 54 Юркова Р.М. 258 Яковлев Д.А. 116 Яковлева С.З. 103, 174, 200, 213 Ярмолюк В.В. 103, 106, 121, 173, 261 Chung S.-L. 75 Hung C.-H. 75 Iizuka Y. 75 Wang K.-L. 75