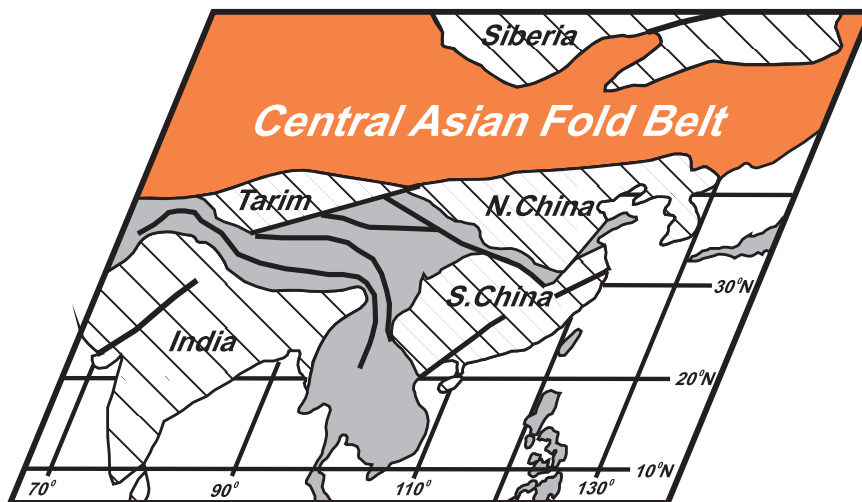




# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

---

ОТ ОКЕАНА   
К КОНТИНЕНТУ



2

ТОМ

---

Материалы совещания

ВЫПУСК 10

ИРКУТСК  
2012

**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

**(17–20 октября 2012 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)**

**Том 2**

Иркутск  
2012

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. – В 2-х томах. – Т. 2. – 173 с.

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

Основная тематика совещания:

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

*Председатель Оргкомитета совещания*

член-корреспондент РАН Е.В. Складчиков (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 № 12-05-06082-г)

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 9 от 13.09.2012 г.)

ISBN 978-5-902754-75-6 (т. 2)  
ISBN 978-5-902754-73-2

© Институт земной коры СО РАН, 2012

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ОЛЕКМО-СТАНОВОЙ ЗОНЫ</i> <b>А.М. Мазукабзов, А.Б. Котов, А.М. Ларин, Т.М. Сквитина</b> .....	7
<i>НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР НА ПРИМЕРЕ ЧУЙСКОЙ И ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБ</i> <b>В.А. Макрыгина, А.М. Федоров</b> .....	9
<i>ЗИМОВЕЙНИНСКИЙ МАССИВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СТРУКТУРНАЯ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ</i> <b>Н.Ю. Матушкин, В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, Е.В. Гуляева</b> .....	12
<i>ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОГО КОМПЛЕКСА МЕЖДУРЕЧЬЯ ТОЛА-КЕРУЛЕН</i> <b>А.Я. Медведев, И.В. Гордиенко, Д. Одгэрэл</b> .....	14
<i>ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В УЛЬТРАБАЗИТАХ ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ</i> <b>Ю.В. Меньшагин, Е.В. Скляр</b> .....	16
<i>ДЕВОН ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: К ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ</i> <b>О.Р. Минина</b> .....	19
<i>ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ (U-Pb, Ar-Ar) И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАНУЛИТОВ П-ОВА СВЯТОЙ НОС, ЗАБАЙКАЛЬЕ</i> <b>Е.И. Михеев, А.Г. Владимиров, Н.И. Волкова, Т.Б. Баянова, А.В. Травин, Д.С. Юдин, А.С. Мехоношин, Д.А. Орсов</b> .....	22
<i>ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДУУШКУННУГСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНАЯ ТУВА)</i> <b>А.А. Монгуш, Р.В. Кужугет</b> .....	25
<i>ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ</i> <b>Г.Е. Некрасов, С.В. Руженцев</b> .....	27
<i>МЕТАТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ГРАНИТОИДЫ ДЕРБИНСКОГО БЛОКА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ИЗОТОПНО-ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ</i> <b>А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Н.В. Дмитриева, Е.Ф. Летникова, Г.В. Овчинникова, О.К. Каурова</b> .....	30
<i>ДЕВОНСКО-КАРБОНОВАЯ ЗАМЫН-УУДЫНСКАЯ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННАЯ ЗОНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ – СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ</i> <b>Д. Отгонбаатар, М.М. Буслов, О. Томуртоогоо, Д. Томурхуу, Оролмаа</b> .....	33
<i>ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА ЦИРКУМ-СИБИРСКИХ ОРОГЕНОВ: ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПАЛЕОАЗИАТСКОГО И ПАЛЕОПАЦИФИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ</i> <b>С.А. Паланджян, Е.В. Хаин, А.А. Федотова</b> .....	36
<i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (НОВЫЕ ДАННЫЕ)</i> <b>А.Ю. Песков, А.Н. Диденко, А.В. Косынкин</b> .....	39
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ФОРМАЦИИ КАК ОБЯЗАТЕЛЬНЫЙ КОМПОНЕНТ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗНОТИПНОГО ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i> <b>Э.М. Пинский, Г.А. Шатков, С.П. Шокальский</b> .....	42
<i>НОВЕЙШАЯ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА КУРАЙСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i> <b>С.Г. Платонова</b> .....	45



<i>ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ПОГРЕБЕННОГО ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (СКВАЖИНА МОГДИНСКАЯ-6)</i> <b>Н.В. Попов, И.Ю. Сафонова, А.А. Постников, А.А. Терлеев, И. Кон, Ц. Комия, Д.А. Токарев.....</b>	48
<i>ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОДИНАМИКА АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ</i> <b>А.В. Прокопьев, А.К. Худoley, В.Б. Ершова, Д.А. Васильев.....</b>	50
<i>КАЙНОЗОЙСКИЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ ЭКСТРЕМУМЫ В ЭПИЗОДАХ ИЗВЕРЖЕНИЙ КОРОВЫХ ВЫПЛАВОК В ОРОГЕННЫХ И РИФТОВЫХ СТРУКТУРАХ АЗИИ</i> <b>С.В. Рассказов, И.С. Чувашова.....</b>	51
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> <b>Е.Ю. Рыцк, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, А.А. Андреев, С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, С.З. Яковлева, А.М. Федосенко.....</b>	55
<i>U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА</i> <b>Е.Ю. Рыцк, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, С.Д. Великославинский, А.А. Андреев, И.А. Алексеев, С.З. Яковлева, А.М. Федосенко.....</b>	57
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ В ПРЕДЕЛАХ МУШУГАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ): ИЗОТОПНЫЕ (Sr, Nd, Pb) И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ</i> <b>В.М. Саватенков, Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, З.Б. Смирнова.....</b>	58
<i>КАРБОНАТИПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</i> <b>В.Б. Савельева, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов.....</b>	61
<i>ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧАРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА: ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i> <b>И.Ю. Сафонова, Е.В. Курганская, В.А. Симонов.....</b>	64
<i>ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ИЗ КОРОВЫХ УНР ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА</i> <b>А.Ю. Селятицкий, В.В. Ревердатто, Н.А. Селятицкая.....</b>	66
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И Nd-Sr ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ</i> <b>Ю.В. Семенова, С.И. Дриль, А.Б. Перепелов, В.С. Чуканова, Н.Н. Ильина.....</b>	70
<i>ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ДАННЫЕ ПО СОСТАВАМ КЛИНОПИРОКСЕНОВ)</i> <b>В.А. Симонов, И.В. Гордиенко, С.В. Ковязин, С.И. Ступаков, А.В. Котляров.....</b>	72
<i>ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ И ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)</i> <b>В.А. Симонов, Е.А. Кудряшова, В.В. Ярмолюк, С.В. Ковязин, А.В. Котляров, С.И. Ступаков....</b>	75
<i>ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ</i> <b>Е.В. Складаров, А.Е. Старикова.....</b>	78
<i>ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТЫ ЮГО-ЗАПАДА ОЛЬХОНСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА: СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ</i> <b>Е.В. Складаров, В.С. Федоровский, А.В. Лавренчук, А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.Е. Старикова, А.Р. Агатова, А.Б. Котов.....</b>	81
<i>ПРЕДВЕНДСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЦИКЛ (СИКВЕНС) ПРИСАЯНЬЯ: УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ</i> <b>Ю.К. Советов, Д.В. Кречетов, Л.В. Соловецкая.....</b>	84

<i>СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСТАТКОВ ВЕНДСКИХ МЯГКОТЕЛЫХ МНОГОКЛЕТОЧНЫХ ОРГАНИЗМОВ В ВЕНДЕ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ С ОБСТАНОВКАМИ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЭДИАКАРСКОЙ БИОТЫ В СТРАТОТИПЕ ЭДИАКАРИЯ</i>	
<b>Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая, Д.В. Кречетов</b> .....	87
<i>ПРОБЛЕМЫ И ОСОБЕННОСТИ РЕКОНСТРУКЦИИ КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ АЗИИ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ</i>	
<b>С.Д. Соколов, Г.В. Леднева, М.В. Лучицкая, М.И. Тучкова, А.В. Моисеев</b> .....	90
<i>Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>	
<b>А.А. Сорокин, А.А. Колесников, А.Б. Котов, В.П. Ковач</b> .....	94
<i>ФРАГМЕНТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА)</i>	
<b>А.А. Сорокин, Ю.В. Смирнов, А.Б. Котов, В.П. Ковач</b> .....	97
<i>ПАЛЕОБИОЦЕНОЗЫ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО РИФЕЯ В СТРАТОТИПЕ ЮЖНОГО УРАЛА</i>	
<b>А.М. Станевич, В.И. Козлов, В.Н. Пучков, Т.А. Корнилова, Н.Д. Сергеева</b> .....	99
<i>МИКРОФОССИЛИИ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГА ПРОВИНЦИИ ЛЯОНИН (ЛУХАИ, КИТАЙ): ПРИРОДА И УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ</i>	
<b>А.М. Станевич, Т.А. Корнилова, Д.П. Гладкочуб, Лингсен Зенг, Е.Н. Максимова</b> .....	102
<i>КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКИЙ ТЕРРЕЙН: ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА</i>	
<b>А.И. Ступина, А.Н. Диденко</b> .....	106
<i>ПОЗДНЕОРДОВИКСКАЯ ГРАНИТОИДНО-ИГНИМБРИТОВАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ В КААХЕМСКОМ МАГМАТИЧЕСКОМ АРЕАЛЕ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i>	
<b>А.М. Сугоракова, А.А. Монгуш</b> .....	109
<i>РУДОНОСНОСТЬ ШОШОНИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ АЛТАЯ</i>	
<b>Е.М. Табакаева</b> .....	111
<i>СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ</i>	
<b>Т.Ю. Тверитинова, Ю.И. Тверитинов</b> .....	114
<i>ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧКАЛОВСКОЙ ПЛОЩАДИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ БУРЕНИЯ (СКВ. ЧКАЛОВСКАЯ № 10, 17, 26, 501, 210, 9, 4)</i>	
<b>А.А. Терлеев, Д.А. Токарев, В.А. Конторович, Н.В. Сенников, А.Е. Ковешников, С.Н. Макаренко, Г.М. Татьяна</b> .....	117
<i>ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА</i>	
<b>О.М. Туркина, Л.Н. Лепехина, Н.Г. Бережная, И.Н. Капитонов</b> .....	120
<i>ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ</i>	
<b>Е.Х. Турутанов, А.В. Степаненко, Б. Буянтогтох</b> .....	123
<i>ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЗОН ЧЕРНОРУД И ТОМОТА (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, БАЙКАЛ): СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ</i>	
<b>В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук, А.Р. Агатова, А.Б. Котов</b> .....	125
<i>АДАКИТОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕНДСКОГО КОМПЛЕКСА ТОНАЛИТОВ-ПЛАГИОГРАНИТОВ, ЕГО ПОЗИЦИЯ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ</i>	
<b>А.А. Федотова, А.А. Разумовский, Е.В. Хаин, М.О. Аносова, А.В. Орлова</b> .....	128
<i>СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА</i>	
<b>М.А. Фомин, С.Ю. Беляев</b> .....	131

<i>РАЗВИТИЕ ЮРСКОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА НА ФОНЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЕВРАЗИИ ЭТОГО ВРЕМЕНИ</i>	
<b>А.О. Фролов, И.М. Машук</b> .....	134
<i>БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ГРАНИТОИДНОМ ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП)</i>	
<b>А.А. Цыганков, Т.Н. Анциферова, Г.Н. Бурмакина, Т.Т. Врублевская, В.Б. Хубанов, В.Ф. Посохов</b> .....	136
<i>ВИТИМСКОЕ И ДАРИГАНСКОЕ КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ: ФОКУС МИНИМАЛЬНОГО ВЛИЯНИЯ МЕЖПЛИТНОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ</i>	
<b>И.С. Чувашова, Е.А. Михеева, С.В. Рассказов</b> .....	139
<i>ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ПРИАРГУНЬЯ</i>	
<b>Г.А. Шатков, П.М. Бутаков</b> .....	142
<i>МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ</i>	
<b>Г.А. Шатков, С.П. Шокальский, Э.М. Пинский, Н.С. Соловьёв, Л.Д. Ручейкова</b> .....	144
<i>СИБИРЬ И БАЛТИКА НА ФИНАЛЬНОМ ЭТАПЕ АМАЛЬГАМАЦИИ ПАНГЕИ: ХАРАКТЕР ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ</i>	
<b>А.В. Шаццло, И.В. Федюкин, В.И. Паверман</b> .....	147
<i>РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЮЖНО-ПРИМОРСКИЙ ПРОГИБ)</i>	
<b>Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко</b> .....	149
<i>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ): МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ</i>	
<b>Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, В.Г. Невструев</b> .....	152
<i>ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ</i>	
<b>Р.А. Шелепаев, В.В. Егорова, А.Э. Изох, А.В. Вишневский, С.Н. Руднев</b> .....	156
<i>ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ В ГЛАВНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)</i>	
<b>В.С. Шкодзинский</b> .....	159
<i>УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦАГАН-ЗАБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
<b>С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, Е.Ф. Летникова</b> .....	162
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРО-ДИАБАЗОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</i>	
<b>М.Н. Шоханова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов</b> .....	165
<i>ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ГЕОДИНАМИКА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА В ОБРАМЛЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА</i>	
<b>Р.М. Юркова, Б.И. Воронин</b> .....	167
<i>ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ – КАЙНОЗОЙСКАЯ ЮЖНО-ХАНГАЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ МАГМАТИЧЕСКОЙ И СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ</i>	
<b>В.В. Ярмолук, Е.А. Кудряшова, В.А. Лебедев, А.М. Козловский</b> .....	171
<i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i> .....	173

## КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ОЛЕКМО-СТАНОВОЙ ЗОНЫ

*А.М. Мазукабзов\**, *А.Б. Котов\*\**, *А.М. Ларин\*\**, *Т.М. Сковитина\**

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

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

Возможность продолжения комплексов метаморфических ядер из районов Забайкалья в Становую складчатую область предполагалась с момента их выделения и детального описания [1, 2]. Эти предположения базировались на региональных тектонических построениях, сравнительном морфоструктурном анализе и геологических данных, собранных из опубликованной литературы и геологических карт [3, 4]. С целью получения конкретной информации для обоснованного выделения комплексов метаморфических ядер в Олекмо-Становой зоне были проведены целенаправленные геолого-структурные исследования в полевой сезон 2012 г., результаты которых легли в основу предлагаемой публикации.

По имеющимся геологическим данным в Олекмо-Становой зоне, относящейся к западной части Становой складчатой области, по сумме структурно-геологических признаков были намечены Еликанский, Тунгирский, Ненюйский и Гилуийский комплексы метаморфических ядер. В 2012 г. изучению был подвергнут Еликанский комплекс. Согласно тектоническому районированию, рассматриваемая территория располагается в Олекмо-Становой зоне Становой складчатой области либо в восточной части Селенгино-Становой складчатой области [5]. Для региональной структуры территории характерна четкая северо-восточная ориентировка, которая подчеркивается линейным расположением впадин (Кучегер-Усуглинская, Кыкер-Акиминская), выполненных преимущественно раннемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями мощностью до 1000 м. Горные обрамления впадин сложены гранитоидно-метаморфическим комплексом. Возраст метаморфических толщ до сих пор носит дискуссионный характер, что хорошо видно из анализа геологических карт разного масштаба, где трактовка возраста метаморфических комплексов варьируется от архея до верхнего протерозоя. Метаморфические образования представлены разнообразными кристаллическими сланцами, гнейсами с линзами амфиболитов. Эти породы присутствуют в форме небольших скиалитов среди разнообразных мигматитов и гранитогнейсов. Гранитогнейсово-метаморфический комплекс прорван гранитоидами, возраст которых укладывается в позднепалеозойско-мезозойский интервал. В настоящее время для Становой зоны установлено проявление раннемелового метаморфизма и гранитоидного магматизма, наложенных на палеопротерозойские образования. Наиболее ярко они проявились в Джугжуро-Становой зоне [6]. На рассматриваемой территории исследованиями А.М. Ларина также установлены гранитоиды с валидными изотопными датировками от 170 до 130 млн лет.

Внутренняя структура поднятий, судя по плановому рисунку полосчатости (без указания углов наклона), отображенной на геологической карте, представляется в виде куполовидных форм, которые в целом формируют гранитогнейсовый вал северо-восточного простирания. Возникновение подобных структур трактовалось с позиций глубинного тектогенеза, который способствовал возникновению адвективного течения и формированию гранитогнейсовых куполов. Результаты наших исследований, нацеленные на выяснение структурно-кинематических критериев становления структуры региона, ставят под сомнение подобный механизм формирования структур.

В краевых частях, примыкающих к Кыкер-Акиминской впадине, полосчатые и сланцеватые текстуры в гранитоидах разного состава характеризуются устойчивым пологим (от 5 до 25°) погружением на юго-восток. Здесь отмечается два этапа возникновения подобных текстур, из которых пологозалегающие являются более поздними. На этих же участках наблюдается общий тренд в ориентировке минеральной и структурной линейности, выраженный направлением северо-запад – юго-восток с преобладающим погружением на юго-восток (азимут погружения 146°, угол 12°). Отмечаются складки, шарниры которых имеют аналогичную ориенти-

ровку, и их возникновение связано со становлением складок футляровидного типа. Кроме того, здесь картируются мелкомасштабные асимметричные складки с осевыми поверхностями, запрокинутыми в сторону впадины. Такая ориентировка осевых поверхностей складок указывает на то, что перемещение по этой зоне было направлено на юго-восток. Тектониты краевых частей соответствуют высокотемпературным бластомилонитам и слагают зону детачмента. В бластомилонитах субсогласно их полосчатости располагаются пластобразные тела псевдотахилитов мощностью до 0.5 м. Выше над зоной детачмента располагаются хлоритовые брекчии, которые являются неотъемлемой частью многих изученных комплексов. Видимая ширина брекчий достигает 200 м. Формирование зоны детачмента происходило в условиях тангенциального растяжения в раннем мелу, поскольку в процессы динамометаморфизма вовлечены гранитоиды с возрастом 170 млн лет, вскрывающиеся в северо-западной части Усуглинской депрессии.

Таким образом, для выделяемого Еликанского комплекса метаморфического ядра установлены признаки, характерные для структур подобного типа Западного Забайкалья: однообразное положение линейности на фоне меняющегося положения динамометаморфической полосчатости, направленность тектонического транспорта вещества в зоне детачмента в режиме сброса, раннемеловой возраст тектонического экспонирования комплекса.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3), гранта РФФИ 12-05-98018.

- [1] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Комплекс метаморфического ядра Заганского хребта (Забайкалье) // Доклады Академии наук. 1994. Т. 339, № 1. С. 83–86.
- [2] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- [3] *Тектоническая карта юга Восточной Сибири* / Ред. Г.Л. Митрофанов. Масштаб 1:1500000. Иркутск: Комитет РФ по геологии и использованию недр, 1988.
- [4] Мазукабзов А.М. Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 33 с.
- [5] Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. Комплексы метаморфических ядер в структуре Центральной Азии // Тектоника, магматизм и геодинамика востока Азии: VII Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 85–88.
- [6] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.Н., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2006. Т. 409, № 2. С. 222–226.

## НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР НА ПРИМЕРЕ ЧУЙСКОЙ И ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБ

*В.А. Макрыгина, А.М. Федоров*

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

В южном и юго-восточном обрамлении Сибирского кратона к нему примыкают несколько осколков древнего фундамента, расположенных в породах более молодого складчатого обрамления. Это Чуйское, Тонодское и Ничатское поднятия на северо-востоке и Гарганская глыба на юго-западе. Из них наиболее полно изучено Чуйское поднятие, которое соединено с кратоном Северо-Байкальским вулканоплутоническим поясом. Оно сложено чуйской толщей довольно монотонных биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов с редкими прослоями ортоамфиболитов. Породы претерпели два этапа метаморфизма: гранулитовой фации в архее 3050 млн лет [1], 2700 млн лет [2], остатки которого сохранились только на северо-востоке поднятия, и наложенного протерозойского метаморфизма амфиболитовой фации. Особенностью толщи является практически полное отсутствие метаосадочных пород. По геохимическим данным породы толщи реконструируются как вулканиты активной окраины [3]. Мигматизация пород распространена очень широко и приводит к образованию гранитогнейсовых куполов и в итоге к общему воздыманию толщи. Позднее вдоль обрамляющих поднятие разломов вблизи Даванской зоны смятия произошла повторная субщелочная гранитизация, которая вызвала плавление в центральных частях гранитогнейсовых куполов с формированием амазонитовых пегматитов с Sn-P3Э минерализацией (Абчадский купол).

С юго-востока на чуйскую толщу надвинуты осадочно-вулканогенные породы олокинского синклиория. Они зонально метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии. На геологических картах их разрез начинается метатерригенной иловирской свитой. Однако детальное изучение разрезов контактов чуйской и иловирской толщ показало, что иловирская свита представлена катаклазитами и милонитами по мигматитам чуйской серии [4]. Те и другие породы имеют одинаковый минералогический и химический состав, вплоть до особенностей распределения редких элементов. Более того, весь Олокинский синклиорий подстилается перетертыми породами чуйского автохтона, что наблюдается в тектонических окнах (например, Маректинский выступ). В процессе воздымания Чуйского поднятия происходило оползание пород олокинской толщи с истиранием пород автохтона. Это типичная картина метаморфического ядра [5].

Следствием такого движения является грануляция и очистка кварцевых образований и на поверхности автохтона, и в прилегающих породах аллохтона. Так, в кварцевых ядрах абчадских пегматитов и кварцевых жилах юга Чуйского поднятия кварц оказался сверхчистым и гранулированным (таблица), а в кварцитах низов авкитской свиты олокинского аллохтона, вблизи тектонического шва, открыто и разрабатывается Тыйское месторождение сверхчистого кварца.

Тонодское и Нечерское поднятия геохимически не изучены, а вот Гарганская глыба в последнее время изучается весьма активно благодаря открытым здесь месторождениям золота. Ее фундамент сложен толщей тоналит-трондьемитового состава, метаморфизованной в амфиболитовой-гранулитовой фации. Последние определения возраста метаморфизма дали архейские цифры – 2700 млн лет [6]. В составе фундамента ранее выделялось три свиты с преобладанием в нижней богоройской биотитовых, реже гранат-биотитовых гнейсов, в ишунтинской – амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов, в верхней улзетинской – диафторированных и эпидотизированных биотитовых гнейсов (поздние изменения) [7]. Все породы интенсивно гранитизированы с превращением собственно в гранитогнейсы тоналитового и трондьемитового состава. Калишпат практически отсутствует. По соотношению редких элементов породы близки среднему составу ТТГ и отвечают примитивной первичной, нерециклированной континентальной коре (рисунок). Многие исследователи отмечают сильный катаклаз и диафторез пород,

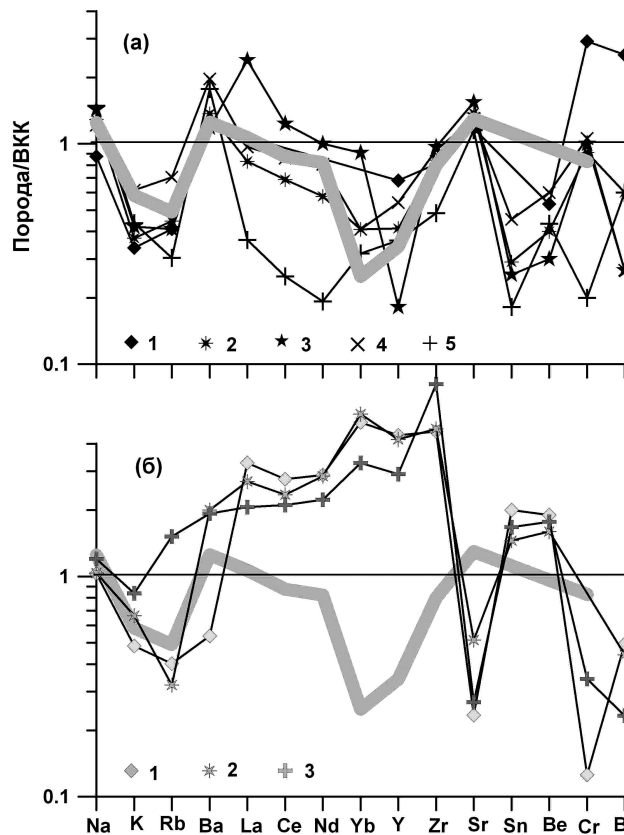
**Состав водных вытяжек из кварца пегматитов и кварцевых жил (мг.экв),  
Абчада, Чуйское поднятие**

Пробы	pH	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	K	Na	Mg	Ca	Σ <sub>ан</sub>	Σ <sub>кат</sub>
АБ65	6.5	0.0060	0.0119	0.0005	0.0026	0.0143	Не обн	0.0005	0.0176	0.0184
АБ615	6.5	0.0105	0.0094	0.0004	0.0027	0.0207	«	0.0004	0.0239	0.0203
АБ115	6.1	0.0036	0.0080	0.0009	0.0017	0.0069	«	0.0003	0.0090	0.0125
АБ123	6.1	0.0042	0.0086	0.0006	0.0019	0.0063	«	0.0003	0.0087	0.0124

Примечание: АБ65-615 – кварцевые жилы в гранитогнейсах, АБ115-123 – кварцевые ядра в пегматитах. Аналитик Л.С. Таусон, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

особенно в южной части глыбы. Нами наблюдались зеркала скольжения внутри иркутской свиты, в мраморах и кварцитах, ориентированные от центра к краевым частям глыбы.

Редкоэлементный состав пород чуйской серии сильно отличается от ТТГ Гарганской глыбы обогащенностью РЗЭ и Zr (рисунок). Эти породы, скорее всего, прошли уже повторный цикл переработки в условиях активной континентальной окраины. В фундаментах и Чуйской, и Гарганской архейских глыб отсутствуют осадочные породы. Перекрывающие их породы патамской и олокитской серий на Чуйском поднятии, иркутской и ильчирской свит на Гарганской глыбе, вместе с обдуцировавшими на нее в рифее офиолитами, по мере гранитизации и воздымания фундамента глыб испытывали оползание, которое приводило к перетиранию и грануляции автохтона.



**а** – средние составы тоналитов (1–2) и тронджемитов (3–5) Гарганской глыбы по данным И.В. Левицкого (устное сообщение); **б** – средние составы плагиогранитогнейсов Чуйского поднятия [3]. Серая линия – среднее значение для ТТГА [8]. Породы нормированы по верхней континентальной коре ВКК [9].

Эти явления характерны для формирования метаморфических ядер. Оползание перекрывающих толщ не сопровождается резким повышением температуры и при отсутствии значительных поступлений ювенильных флюидов приводит только к перекристаллизации прежде всего скоплений кварца в кварцитах или жилах с очисткой его от посторонних примесей, а также оталькованию подошвы офиолитовых пластин. На Гарганской глыбе это кварциты иркутской свиты чехла, на Чуйском поднятии – жильный кварц пегматитов в фундаменте и кварциты авкитской свиты в основании аллохтона. Для Гарганской глыбы можно было бы предположить преобразование кварцитов при обдукции офиолитов. Но изучение состава примесей в осветленных и суперкварцитах показало наличие в них загрязнения под воздействием сумсу-нурских гранитоидов с последующей очисткой [10]. Возраст обдукции офиолитов составляет около 1020 млн лет, а гранитоидов – 790 млн лет, так что образование суперкварцитов должно быть моложе этих двух событий и, скорее всего, приурочено именно к сползанию перекрывающих основание толщ. Сравнение двух блоков коры показывает, что при различном исходном составе фундамента архейских глыб механические перемещения их покровов приводят к одинаковым следствиям, в данном случае грануляции и очистке кварцевых скоплений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00515), Интеграционного проекта ОНЗ-10.3 и Государственного контракта № 02.740.11.0324.

- [1] Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
- [2] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Пресняков С.Л. Возраст, петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования палеопротерозойских гранитов чуйского и кутимского комплексов (Байкальский краевой выступ фундамента Сибирского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. 95–97.
- [3] Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.
- [4] Макрыгина В.А. Геохимия катаклазитов иловирской свиты и их природа // Геохимия. 1991. № 6. С. 878–888.
- [5] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- [6] Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б. и др. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Вост. Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГД РАН, 2009. Т. 1. С. 35–36.
- [7] Авдонцев Н.А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Л.: Наука, 1967. 99 с.
- [8] Martin H. Archean grey gneiss and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.
- [9] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- [10] Федоров А.М., Макрыгина В.А., Будяк А.Е., Непомнящих А.И. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442, № 2. С. 244–249.



## ЗИМОВЕЙНИНСКИЙ МАССИВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СТРУКТУРНАЯ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

*Н.Ю. Матушкин\*\*\*, В.А. Верниковский\*\*\*, А.Е. Верниковская\*, Е.В. Гуляева\**

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

\*\*Новосибирский государственный университет

В северо-западной части Ангаро-Канского кратонного террейна Енисейского кряжа расположен так называемый Зимовейнинский массив, вытянутый в субмеридиональном направлении (ширина 1–3 км, длина – более 13 км) и сложенный преимущественно метаморфизованными габброидами и вулканогенно-осадочными породами. Массив простирается с юга на север от устья р. Посольной до устья р. Курбатовой и обнажается в левом и правом бортах р. Енисей. Степень метаморфизма пород достигает амфиболитовой и гранулитовой фаций. Нередко, в том числе и в легендах к государственным геологическим картам, эти метаморфизованные интрузивные тела относятся к кимбирскому пироксенит-габбровому магматическому комплексу [1–3]. Наш анализ геологических материалов показывает, что исследуемый объект существенно отличается от магматических тел, сложенных основными и ультраосновными породами в Ангаро-Канском террейне и выделяемых в составе кимбирского комплекса. Последние представляют собой мелкие интрузивные тела (всего их свыше 150) в основном в разы меньше Зимовейнинского массива, приуроченные к центральному блоку Ангаро-Канского террейна, ограниченного двумя крупными разломами. Здесь они вытягиваются в широкую выгибающуюся к западу полосу, простирающуюся субсогласно с зонами милонитизации, мигматизации и метаморфическими структурными элементами вмещающих пород. В основном тела кимбирского комплекса описываются как пластовые интрузии, реже линзы и небольшие массивы, залегающие и деформированные согласно с вмещающими кристаллическими сланцами и гнейсами [1]. Зимовейнинский массив расположен на значительном удалении от интрузий кимбирского комплекса, в западном блоке террейна, и имеет значительно более дислоцированное строение и разнообразный состав. Кроме того, большинство источников указывают на тектонический характер его контактов с вмещающими породами. Именно его границы, а не само тело наиболее характерно выделяются в магнитном поле. На фоне неоднородного, но в целом повышенного фона магнитного поля Ангаро-Канского террейна Зимовейнинский массив характеризуется отрицательной аномалией (до  $-3$  мЭ), ограниченной с восточной стороны вытянутой положительной ступенью (до  $+5.5$  мЭ) [4]. Эта ступень видна и на схеме, составленной по результатам магнитной съемки масштаба 1:10000 [1]. Хотя изолинии магнитного поля над массивом и образуют вытянутые субмеридионально линзообразные формы, четко выделяется только одна положительная аномалия вдоль восточного контакта.

Большинство пород, слагающих массив, обладают метаморфической полосчатостью, с простиранием  $330-340^\circ$ , преимущественно крутопадающей на юго-запад. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев различного минерального состава (преимущественно плагиоклазовых и преимущественно темноцветных) и значительно деформирована: крупные складки продольного сжатия осложняются складками вязкого течения. Чередование темноцветных и светлых полос вещества происходит без заметной закономерности в изменении размеров зерен минералов или самих полос. Мощность полос может варьироваться от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Таким образом, отсутствуют признаки гравитационной дифференциации, но присутствуют признаки метаморфического преобразования и перераспределения вещества. Закономерное залегание прослоев указывает на синтетектонический характер метаморфизма, а наличие деформаций вязкого течения в магматических породах, возможно, указывает на близость возраста образования пород и полосчатости.

Суммируя информацию по коренным обнажениям вдоль обоих берегов Енисея, вкрест простирания полосчатости в массиве с востока на запад можно выделить несколько зон, отли-

чающихся по составу пород и степени их измененности и деформированности. Самая восточная зона представлена габбро, в которых полосчатость особенно заметна. Для нее характерны пластичные микродеформации с сохранением общего простирания  $325^\circ$ . Западнее и ближе к осевой части массива сильно увеличивается размер зерен габбро и, соответственно, увеличивается мощность прослоев. Габбро сменяются породами, преимущественно сложенными пироксеном и весьма малым количеством плагиоклаза, в которых размер кристаллов увеличивается до нескольких сантиметров, а полосчатость распознается сложнее. Эти пироксениты сильно будинированы. Между будинами, сложенными пироксеном, зажаты прослои и линзы метаморфических сланцев. В следующей полосе породы остаются такими же крупнокристаллическими и массивными, однако сложены преимущественно плагиоклазом. С востока на запад в породах встречаются отдельные зоны смятия и рассланцевания, а также увеличивается количество мелких долеритовых даек, мощностью первые десятки сантиметров. Западная часть тела массива представлена слоистой толщей из метаморфизованных базальтов, андезитов и вулканогенных осадков. Толща смята в крупные складки, а ее взаимоотношения с полосчатыми габброидами указывают на близкий возраст образования пород.

Породы, традиционно относящиеся к телу массива, прорваны плагиогранитными дайками, для которых был получен U-Pb возраст по цирконам –  $552 \pm 5$  и  $576 \pm 4$  млн лет. Полученные геохимические характеристики для гранитоидных даек сближают их с габброидной ассоциацией массива, относящейся к толеитовой магматической серии. Возраст пород самого Зимовейнинского массива (а также кимбирского комплекса) до настоящего времени не был установлен. U-Pb изотопно-геохронологические исследования полосчатого габбро в восточной части тела показали возраст цирконов –  $546 \pm 6$  млн лет (SHRIMP-метод). Таким образом, есть основания рассматривать Зимовейнинский массив как самостоятельный, особенный тектонический комплекс, не типичный для мелких, пластовых интрузий кимбирского комплекса центральной части Ангаро-Канского террейна. Образование пород Зимовейнинского массива, по-видимому, связано с эволюцией активной окраины Сибирского кратона в позднем докембрии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 10-05-00230, 10-05-00128-а, 11-05-07031-д).

- [1] Корнев Т.Я., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зимовейнинский массив – эталон кимбирского дунит-пироксенит-габбрового комплекса (Енисейский кряж). Красноярск: КНИИГиМС, 2002. 128 с.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист О-46 (Красноярск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005.
- [3] Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СНИИГиМС, 2002. 178 с.
- [4] Соловьева Н.М. Государственная геологическая карта СССР (Новая серия). Масштаб 1:1 000000. Карта аномального магнитного поля (ΔТ)а. Лист О-46,(47). М.: ВАНПО «Аэрогеология» Мин. геол. СССР, 1974.

## ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОГО КОМПЛЕКСА МЕЖДУРЕЧЬЯ ТОЛА–КЕРУЛЕН

*А.Я. Медведев\**, *И.В. Гордиенко\*\**, *Д. Одгэрэл\*\*\**

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

\*\*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bsnet.ru

\*\*\*Улан-Батор, Монголия, Институт геологии и минеральных ресурсов МАН, d\_odgerel@yahoo.com

В Восточном Хэнтэе в районе сомона Эрдэнэ на междуречье Тола и Керулен были проведены геохимические исследования магматических пород структурно-вещественного комплекса (СВК).

В результате работ установлено, что самой древней толщей в районе является осадочно-вулканогенная метаморфизованная толща (яргайт формация – NP<sub>3</sub> ju) с телами серпентинитов условно верхнерифейского возраста, что подтверждается находками микрофитолитов (онколитов) в известняках рифея. Эта толща в разных частях региона сложена следующими породами: 1) кварцитами, в разной степени гидротермально измененными и метаморфизованными; 2) черными кремнистыми и кремнисто-углистыми сланцами; 3) метабазальтами, гидротермально- и зеленокаменноизмененными: афировыми, миндалекаменными, редко порфиоровыми; 4) метосадочными породами: метапесчаниками, метаалевролитами, метааргилитами, иногда тонко переслаивающимися; 5) горизонтами известняков мощностью от 2 до 10 м, тонкополосчатыми и массивными, иногда углеродистыми. Судя по ассоциации известняков с кремнистыми породами, это были глубоководные образования (возможно микритовые известняки), впоследствии перекристаллизованные.

Среди данной толщи достаточно широко проявлены магматические породы, которые и были предметом исследований.

Анализ разрезов показал, что наиболее древними породами являются линзы и бескорневые неправильные тела серпентинизированных гипербазитов в низах разрезов вышеописанной осадочно-метаморфической толщи. Гипербазиты, по-видимому, слагают основание офиолитовой ассоциации. Следующей группой пород, вероятно, являлись габброиды. В результате наших работ были обнаружены разнообразные габброиды. Это прежде всего расслоенные габбропироксениты, затем полосчатое и трахитоидное меланократовое и лейкократовое габбро. В пироксен-роговообманковом полосчатом и неравномерно-зернистом габбро обнаружены жилы и дайкообразные тела долеритов. Эта ситуация нами рассматривается как область зарождения даек. Дайки являлись подводными каналами для излияния на дно глубоководного океанического спредингового бассейна лав базальтов. В последующем они были в разной степени изменены гидротермальными процессами при фумарольно-сульфатарной деятельности на дне бассейна.

Серпентинит, вероятно, является аподунитовым. Порода сложена серпентином с редкими зернами рудного минерала (магнетита). Тело небольшой мощности, ~ 30 м. Располагается в кремнисто-углеродистых сланцах черного цвета. По всей видимости, серпентиниты внедрялись в сланцы, так как в сланцах встречаются округлые обломки серпентинита.

Выделено два типа пироксенитов. Первый тип – плагиопироксенит, в этом образце пироксены амфиболизованы, а по плагиоклазам развивается цоизит и карбонат. Второй тип – оливинный пироксенит, оливин полностью серпентинизирован, пироксены достаточно свежие и представлены ромбической и моноклинной модификацией.

Габбро представлено амфиболизованными разностями. Пироксены нацело амфиболизованы. Плагиоклазы цоизитизированы и карбонатизированы. В одном образце наблюдаются новообразованные зерна кварца.

Базальты представлены афировыми и порфиоровыми разностями. Порфиоровые выделения в настоящее время представлены амфиболом и реликтами плагиоклаза. Все породы карбонатизированы, местами появляется кварц. Часть эффузивов дробленые, видимо, испытывали текто-

нические движения.

Дациты – афировые и порфировые, порфировые выделения плагиоклаза и кварца. Порода довольно свежая.

Большая часть исследованных пород на диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$  располагается в поле нормальной щелочности.

Все породы относятся к толеитовой серии, за исключением габброидов, точки составов которых расположены в известково-щелочном поле.

Анализ поведения редкоземельных элементов в исследованных породах, по сравнению с эталонными типами пород, показал, что образование пород могло происходить в различных геодинамических обстановках. Так, базальты и габбро образовались в условиях срединно-океанического хребта либо в условиях задугового бассейна, а пироксениты – в условиях островной дуги. Еще более отчетливо это проявляется при рассмотрении спайдердиаграмм с использованием таких характеристических элементов, как Nb, Zr, Ti, Sr. В породах производных островодужного магматизма наблюдается резкий минимум Nb, Zr, Ti и достаточно выраженный максимум Sr. В породах, которые образовывались в условиях срединно-океанических хребтов или в задуговом бассейне, таких минимумов и максимумов не наблюдается.

Наличие кремнисто-углистых сланцев подтверждает образование, по крайней мере, серпентинитов в глубоководных условиях.

Присутствие офиолитов, базальтов среди осадочно-метаморфической толщи рифея, сложенной пелагическими осадками (кремнистыми, углеродистыми отложениями, микрокварцитами, микритовыми известняками и др.), подтверждает ее глубоководный характер и связь с формированием крупного спредингового океанического бассейна Восточного Хэнтэя.

Проведенные исследования позволили предположить, что исследованный комплекс пород представляет собой коллаж из магматических пород различных геодинамических обстановок.

Не исключено, что все эти породы принадлежат венд-кембрийской офиолитовой ассоциации, ранее изученной нами в бассейне рек Мурен – Керулен, около г. Ундэрхан.

Работа завершена при финансовой поддержке РФФИ (10-05-93160-Монг\_а), РММЭ и поддержке ФАНИ (Госконтракт 02.740.11.03.24).

## ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В УЛЬТРАБАЗИТАХ ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ

*Ю.В. Меньшагин, Е.В. Складаров*

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

Высокобарические ультраосновные породы встречаются в виде небольших линз, будин и блоков (от первых до сотен метров в поперечнике) среди пород, испытавших динамометаморфизм при высоких P-T параметрах, вплоть до гранулитов высоких давлений и эклогитов, и обычно рассматриваются как перидотиты «корневой зоны» складчатых поясов [1].

Гранатовые ультрабазиты и эклогиты в Южно-Муйской глыбе обнаружены М.И. Грудининым с соавторами [2]. Ранее эклогиты в соседней Северо-Муйской глыбе были описаны Н.Ф. Габовым с соавторами [3], которыми сделан вывод о приуроченности эклогитовых тел к подошвам крупных надвиговых структур. Детальные исследования эклогитов Северо-Муйской глыбы выполнены В.С. Шацким [4, 5], определившим вендский этап высокобарического метаморфизма, фиксирующего время коллизии островных дуг рифейского возраста с Сибирским кратоном.

Нами в последние годы получены новые данные о минеральном и вещественном составе гранатсодержащих ультраосновных пород Южно-Муйской глыбы, в них обнаружены клинопироксены с высоким содержанием натрия, что позволяет рассматривать их как породы, имеющие близкие тренды формирования с эклогитами.

Согласно современным представлениям, раннедокембрийские толщи, образующие Северо- и Южно-Муйскую глыбу, находятся в Киндикано-Илеирском блоке Анамакит-Муйской структурно-формационной зоны Байкало-Муйского складчатого пояса [6]. Они слагают джалтукскую серию и киндиканскую толщу с преобладанием биотитовых, биотит-амфиболовых и известково-силикатных кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов.

Гранатовые ультрабазиты слагают серию вытянутых в северо-восточном направлении мелких линзовидных тел среди метабазитов протяженностью до 200 м, при мощности до 30–40 м.

Гранатовые ультрабазиты – плотные породы средне- и крупнозернистые, в большинстве случаев полностью преобразованные процессами диафтореза. Реликтовые ассоциации минералов наблюдаются главным образом в центральных частях тел, при переходе к вмещающим метабазитам формируются зоны тремолитовых и хлорит-тремолитовых пород.

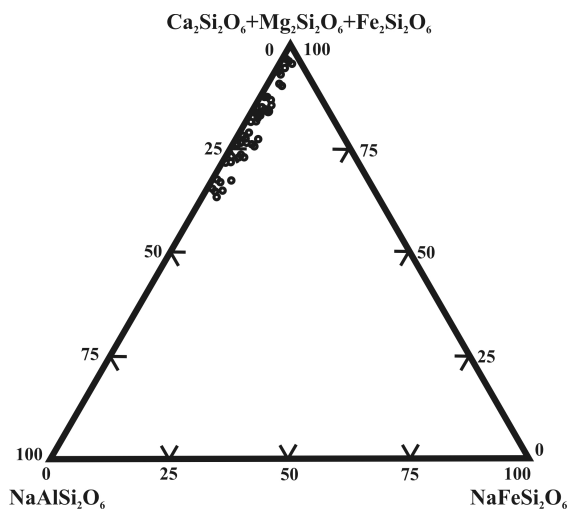
В качестве реликтов первичных минералов сохранились клинопироксен (диопсид,  $f=10-25\%$ , жадеитовая составляющая не более 10 %) и очень редко ортопироксен. Моноклинный пироксен образует вытянутые призматические кристаллы (до 5 мм по длинной оси). В результате массовых микрозондовых определений в ряде образцов в симплектитовых структурах обнаружены мелкие изометричные кристаллы клинопироксена, не превышающие 50 мкм, характеризующиеся высоким содержанием  $Na_2O$  (таблица), соответственно жадеитовый компонент повышается до 30 % (рис. 1). В ряде случаев наблюдается зональность, выраженная в резком уменьшении жадеитового компонента. По периферии зерен клинопироксена развивается коричневатый паргасит, образующий иногда скопления отдельных изометричных зерен. Оливин и ортопироксен практически нацело серпентинизированы, по ним развивается железистый антигорит с повышенным содержанием алюминия. Характерной особенностью ультрабазитов является присутствие в них плагиоклаза, повсеместно замещенного землистым соссюритовым веществом с новообразованиями цоизита, эпидота, хлорита и альбита.

Гранат в ультрабазитах образует реакционные каймы на контакте плагиоклаза с темноцветными минералами. Иногда он представлен более крупными хорошо ограниченными кристаллами или агрегатами относительно мелких зерен. Состав граната варьируется даже в пределах одного ультрабазитового тела. Максимальное содержание пироповой составляющей – 48 %, гроссуляра – до 35 % (рис. 2).

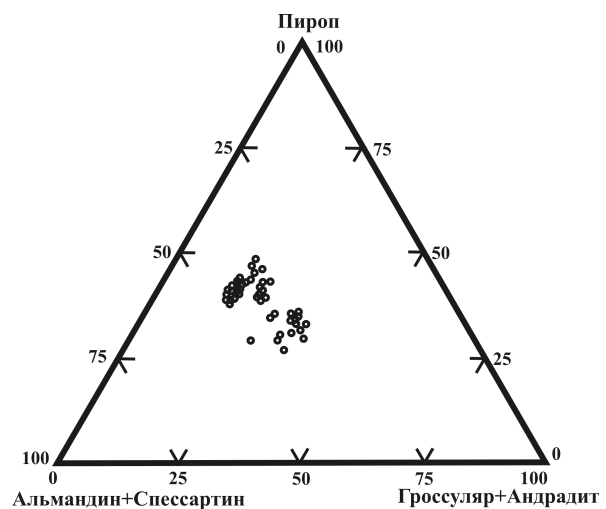
**Представительные анализы клинопироксенов, мас. %**

№ пр.	30-010	30-010	30-010	30-010	30-010	30-010	75-010	142-010	142-010	142-010
№ ан.	3b-6	3b-10	3b/2- 1центр	3b/2- 2край	3b/2- 3центр	3b/2- 4край	2a-1	4c/1-1	6c-6	6c-11
SiO <sub>2</sub>	51.82	52.67	52.24	51.68	52.20	51.84	51.97	53.46	51.71	51.94
TiO <sub>2</sub>	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0.35	0.30	н.об.	н.об.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.30	13.11	13.00	7.85	13.60	8.58	4.18	1.83	5.23	4.76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0.64	н.об.	н.об.
FeO	3.27	3.36	3.13	4.46	3.53	4.09	5.66	4.08	5.03	4.34
MnO	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
MgO	9.65	9.58	9.86	13.00	9.65	12.5	13.88	16.24	14.43	14.38
CaO	17.36	17.16	17.26	21.5	17.31	21.18	21.99	23.68	23.29	23.57
Na <sub>2</sub> O	4.27	4.61	4.35	1.54	4.25	1.86	0.85	0.20	0.37	0.44
K <sub>2</sub> O	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
Сумма	99.67	100.49	99.84	100.03	100.54	100.05	98.88	100.43	100.06	99.43
Si	1.859	1.872	1.869	1.878	1.858	1.88	1.929	1.949	1.893	1.911
Ti	-	-	-	-	-	-	0.010	0.008	-	-
Al	0.562	0.549	0.548	0.336	0.571	0.367	0.183	0.079	0.226	0.206
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0.018	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0.016	0.024	0.016	0.016	0.006	0.004	0.002	0.003	0.014	0.003
Fe <sup>2+</sup>	0.082	0.076	0.078	0.120	0.099	0.120	0.174	0.122	0.140	0.131
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.516	0.507	0.526	0.704	0.512	0.676	0.768	0.882	0.787	0.788
Ca	0.667	0.654	0.662	0.837	0.660	0.823	0.874	0.925	0.914	0.929
Na	0.297	0.318	0.302	0.109	0.293	0.131	0.061	0.014	0.026	0.031
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

Ультраосновные породы претерпели интенсивную, многократную метаморфическую переработку, приведшую к формированию ассоциации вторичных минералов, в которую наряду с серпентином входят хлорит, тремолит, тальк, эпидот. Хлорит образует мелкие пластинчатые выделения, развивающиеся главным образом по гранату (часто нацело замещен хлоритовым



**Рис. 1. Вариации состава клинопироксенов.**



**Рис. 2. Вариации состава гранатов.**

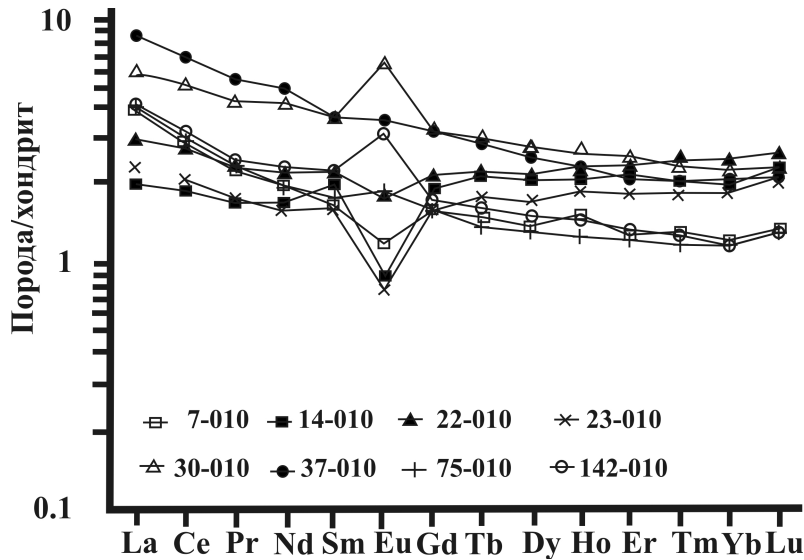


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в гранатовых ультрабазитах. Нормирование по (Sun, McDonough, 1989).

агрегатом). Тремолит – более поздний, относительно серпентина и хлорита, вторичный минерал, представлен игольчатыми и призматическими кристаллами, развивается в основном по моноклинному пироксену. Эпидот образует мелкие изометричные зерна среди плагиоклаза и граната.

Ультрабазиты достаточно вариативны по химическому составу. Это выражается как в изменчивости состава в различных телах, так и в определенной дифференцированности отдельных тел – от центра к краю падает магнезиальность, растут содержания алюминия, кальция, железа. По содержанию главных породообразующих оксидов породы в целом соответствуют плагиоклазовым лерцолитам повышенной железистости.

Изучение распределения редкоземельных элементов показывает, что ультрабазиты в той или иной мере несколько обогащены ими относительно хондрита (рис. 3). Отмечается обеднение тяжелыми РЗЭ относительно легких. Европиевая аномалия в проанализированных образцах имеет как положительный, так и отрицательный характер, при этом породы, в которых обнаружены клинопироксены с наиболее высоким содержанием жадеитового минала, демонстрируют положительные европиевые аномалии ( $Eu^*=1.79$ ).

Находка высоконафтовых клинопироксенов подтверждает то, что тренды эволюции гранатовых ультрабазитов близки к таковым для эклогитов.

- [1] *Магматические горные породы*. Т. 5. М.: Наука, 1988. 507 с.
- [2] Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В., Богданов Г.В. О находке гранатовых ультрабазитов и эклогитов в Южно-Муйской глыбе архея (Северное Прибайкалье) // Доклады Академии наук СССР. 1988. Т. 299, № 2. С. 434–437.
- [3] Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г. Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 36–50.
- [4] Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В. и др. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Доклады Академии наук. 1996. Т. 350, № 5. С. 677–680.
- [5] Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А. и др. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 6. С. 657–682.
- [6] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.

## ДЕВОН ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: К ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

О.Р. Минина

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

Складчатые сооружения Западного Забайкалья, объединяемые в Байкальскую складчатую область, включают структурно-формационные зоны (террейны) байкальского и каледонского возраста [2–4 и др.]. В схемах различных авторов вещественно-геодинамическая интерпретация зон существенно отличается. Во многом эти отличия обусловлены неопределенностью возрастных датировок распространенных здесь толщ, поэтому решению стратиграфических проблем в последние годы уделялось первостепенное значение. Наиболее дискуссионно было выделение девонских отложений. К девону условно относили молассовые красноцветные формации [2]. Впервые девонская фауна (брахиоподы рода *Spirifer*) была найдена еще в довоенные годы в известняках бассейна р. Джида А.В. Львовым (1924). Позже девонские конхостраки и водоросли обнаружены в бассейне р. Иро (Малый Хамар-Дабан), а остатки высших растений – в бассейне р. Ауник (Витимское плоскогорье) [8, 9]. В 1983–1998 годах в ряде стратонов региона установлены девонские комплексы миоспор (данные Л.Н. Неберихиной, Г.А. Воронцовой, автора). Девонские органические остатки были найдены в отложениях, относившихся к докембрию или кембрию, и не учитывались при стратиграфических построениях, так как не укладывались в рамки существующих представлений о геологии Западного Забайкалья. Для решения вопросов стратиграфии начиная с 2000 г. в регионе проводились специализированные исследования, включающие поиски органических остатков, массовое палинологическое и микрофаунистическое опробование, детальные структурно-тектонические, литологические наблюдения на опорных участках. В результате этих исследований было установлено широкое распространение среднепалеозойских отложений [1, 5–7]. В целом ряде стратонов были найдены макроостатки флоры и фауны и выделены комплексы микрофоссилий девона и карбона (определения органических остатков проводились ведущими российскими палеонтологами). В последние годы особое внимание уделялось поискам конодонтов. Возрастные интервалы, полученные по конодонтам, миоспорам и другим группам органических остатков, хорошо коррелируются между собой.

В настоящее время выделяются отложения всех отделов девонской системы. К нижнему–среднему девону отнесены карбонатные ороченская (Витимское плоскогорье), гагарская и бамбуйская свиты (Южно-Муйский хребет), карбонатно-терригенная еравнинская толща (хр. Улан-Бургасы) и терригенная бурундинская свита (Икатский хребет). Возраст отложений определен по комплексам харовых, синезеленых, зеленых, красных водорослей, остаткам строматопорат, криноидей, мшанок, конодонтов, тентакулит, хитинозой, комплексам миоспор [5–7, 10]. Состав известковых водорослей свидетельствует о ранне-среднедевонском времени образования органических построек, конодонты и миоспоры определяют время накопления отложений от эмского века раннего девона до живетского века среднего девона. Верхнедевонские отложения установлены в хребтах Малый Хамар-Дабан, Хангарульский, Южно-Муйский, на Витимском плоскогорье и в восточной части хребта Улан-Бургасы. К верхнему девону отнесены туфотерригенные урминская толща, карбонатно-терригенные уакитская и кадалинская толщи, санская, чулегминская, якшинская и иташинская свиты, карбонатные перевальная, левоуакитская, белогорская свиты. Терригенные точерская, багдаринская, аматканская, мухтунная, пановская, ямбуйская свиты, терригенно-карбонатные огненская и туфотерригенная ульзутуйская толщи датированы верхним девонem – нижним карбоном, а зумбурусская, сырыхская, ауглейская – нижним–средним карбоном (башкирский ярус). Все свиты содержат комплексы органических остатков, включающие высшие растения, брахиоподы, криноидеи, кораллы, мшанки, тентакулиты, строматопороидеи, водоросли, форамениферы, конодонты, хитинозои и миоспоры [1, 5–7, 10 и др.]. В верхнем девоне по миоспорам выделены семь биостратиграфических подразде-



лений в ранге слоев с палинофлорой [6].

В настоящее время в центральной части Западного Забайкалья выделена [5–7] обширная зона палеозой – Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), включающая Витимкан-Ципинскую (Багдаринская и Уакитская подзоны), Удино-Витимскую (Еравнинская подзона), Турка-Курбинскую (Курбинская подзона) структурно-формационные зоны (СФЗ). Во всех зонах БВСС присутствуют различные в формационном отношении среднепалеозойские отложения. В Багдаринской подзоне Витимкан-Ципинской СФЗ средний палеозой представлен ороченской, якинской, точерской и багдаринской свитами, в Уакитской подзоне – гагарской, перевальной, левоуакитской, белогорской, санской, бамбуйской, чулегминской, аматканской, мухтунной, сырыхской свитами, огненной, кадалинской и уакитской толщами. Среднепалеозойский разрез Еравнинской подзоны Удино-Витимской СФЗ включает еравнинскую, кыджимитскую и ульзутуйскую толщи, хингильдинскую и иташинскую свиты. К среднему палеозою Курбинской подзоны Турка-Курбинской СФЗ отнесены пановская, зумбурукская и ямбуйская свиты. В составе левоуакитской и пановской свит, ульзутуйской и огненной толщ верхнего девона (фамен) – нижнего карбона (турне) установлены микстит-олистостромовые комплексы [6, 7].

Варисский (D–C<sub>1</sub>) структурный этаж, выделяемый в БВСС, характеризуется определенными геодинамическими обстановками. Он объединяет отложения двух стратиграфических уровней. Нижний (D<sub>1</sub>–D<sub>2</sub>) уровень в Турка-Курбинской, Витимкан-Ципинской и Бамбуйско-Олиндинской зонах образован преимущественно карбонатными отложениями, в Удино-Витимской зоне включает карбонатно-терригенные и терригенные толщи. В этот период времени на территории всех зон формировался чехол преимущественно карбонатных, относительно мелководных отложений, накапливавшихся в условиях стабильного шельфа на гетерогенном байкальско-каледонском основании. Верхний уровень (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>) образован карбонатно-терригенными, терригенными, туфотерригенными отложениями. В Еравнинской и Багдаринской подзонах Витимкан-Ципинской зоны он представлен мощными граувакковыми сериями. Время смены в разрезе карбонатных отложений первого уровня терригенными второго определяется относительно точно – рубеж живета и франа. В это время здесь существовал обширный сложно-построенный Точерский прогиб, разделенный Ауникским внутрибассейновым поднятием (выступ байкальского фундамента). Постепенное отмирание прогиба началось в середине раннего карбона, когда выполняющие его отложения приобретали молассодный облик, и завершилось в самом начале среднего карбона. В Уакитской и Бамбуйско-Олиндинской подзонах в верхнем девоне еще сохранялось карбонатное осадконакопление. В конце верхнего девона – нижнем карбоне оно постепенно сменилось терригенным, здесь формировались флишоидные отложения, накапливавшиеся до начала среднего карбона. В Еравнинской подзоне верхний уровень представлен верхнедевонско-раннекаменноугольными вулканогенными и вулканотерригенными отложениями. Это тефротурбидиты, вулканомиктовые турбидиты, туфы, туффиты с прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков и микститовый комплекс, расслоенный потоками плагиопорфиритов. Со среднего карбона здесь накапливались вулканогенные отложения (сурхетинская свита).

Таким образом, в ранний этап становления варисских комплексов БВСС формировались карбонатные отложения (стабильный шельф). В поздний здесь возникли Кыджимитская вулканическая зона и тыловой флишоидный прогиб. Предполагается, что на варисско-герцинском этапе развития БВСС представляла собой континентальную окраину Монголо-Охотского (Агинского) бассейна [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00324).

- [1] Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В., Неберикутина Л.Н. Новые данные по стратиграфии палеозоя Витимского нагорья (Западное Забайкалье) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геол. 2005. № 2. С. 19–24.
- [2] Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- [3] Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
- [4] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: ГИН БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.

- [5] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. 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.
- [6] Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
- [7] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [8] Федоров М.В., Григорьев С.И., Тихомиров И.Н. и др. Новые данные о точерской свите (Витимское плоскогорье) // Биостратиграфия – геолкарте-50: Тезисы докл. II сессии Вост-Сиб. отд. Всесоюз. палеонт. об-ва. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986. С. 49–50.
- [9] Филимонов А.В., Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Урминская толща – эталонный разрез верхнего девона Западного Забайкалья // Вестник Воронежского государственного университета. Вып. 8. Воронеж. 1999. С. 46–57.
- [10] Филимонов А.В. Фации и эволюция обстановок седиментации в позднем девоне Уакицкого форландового палеобассейна Западного Забайкалья // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (Проект 499 МПГК/Международная комиссия по стратиграфии девона): Материалы междунар. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. С. 56–59.

## ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ (U-Pb, Ar-Ar) И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАНУЛИТОВ П-ОВА СВЯТОЙ НОС, ЗАБАЙКАЛЬЕ

Е.И. Михеев\*, А.Г. Владимиров\*\*\*\*, Н.И. Волкова\*, Т.Б. Баянова\*\*\*\*, А.В. Травин\*,  
Д.С. Юдин\*, А.С. Мехоношин\*\*\*\*, Д.А. Орсов\*\*\*\*\*

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

\*\*Новосибирск, Новосибирский государственный университет, pashkova@lab.nsu.ru

\*\*\*Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru

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

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

\*\*\*\*\*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, magma@gin.bsnet.ru

В качестве объектов исследований выбраны гранулиты п-ова Святой Нос, которые, вероятнее всего, представляют собой наиболее глубокометаморфизованные фрагменты раннекаледонской аккреционно-коллизонной системы Байкальского региона [1], а также синкинематические жилы граносиенит-гранит-лейкогранитов, входящие в породную группу «святоноситов» [2]. Следует особо подчеркнуть, что гранулиты и инъекционные жилы граносиенит-гранитов отобраны в пределах одного геологического обнажения (N 53°48.673', E 109°04.120'), что позволяет надежно реконструировать их термохронологическую историю.

Метаморфические породы п-ова Святой Нос представлены чередованием пачек, с одной стороны, основных гнейсов, а с другой – триады графитовых мраморов, диопсидовых плагиосланцев с подчиненными пластами кварцитов. Гнейсовые пачки преобладают в южной и северной частях полуострова, а кварцито-сланцево-карбонатные – в средней его части. Толща клинопироксен-амфиболовых гнейсов имеет северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад. Специфической особенностью является развитие зон мраморного меланжа с включениями metabазитов. Метаморфическая толща основных гнейсов насыщена многочисленными жилами гранатсодержащих калиевых граносиенит-гранитов и инъекционными жилами гранит-пегматитов. Отметим также, что метаморфические породы повсеместно прорываются гранитоидами баргузинского комплекса Ангаро-Витимского батолита, возраст которых укладывается в интервал 300 – 280 млн лет [3].

Наиболее распространенными породами в гранулитовом комплексе п-ова Святой Нос являются гранат-биотит-амфиболовые, биотит-гранат-скаполит-клинопироксен-амфиболовые и гранат-амфибол-биотит-клинопироксеновые основные гнейсы. По химическому составу породы отвечают известково-щелочной серии, что предполагает в качестве протолита вулканы островодужного генезиса [1, 2]. Оценки P–T параметров метаморфизма гранат-биотит-амфибол-клинопироксеновых гнейсов п-ова Святой Нос, рассчитанные по десяти независимым реакциям с использованием программы THERMOCALC, составляют T=813–858 °C, P=7.9–8.3 кбар. Полученные результаты согласуются с P–T оценками условий метаморфизма metabазитов Чернорудской зоны Ольхонского региона: T=770–820 °C, P=7.7–8.6 кбар [4–6].

**U-Pb изотопное датирование цирконов.** Для гранулитов полученные экспериментальные точки на диаграмме изотопных отношений ложатся на конкордию и показывают возраст  $495 \pm 5$  млн лет для первого (Pb = 160.17 ppm, U = 1998.20 ppm) и второго (Pb = 37.41 ppm, U = 487.64 ppm) морфотипов циркона и  $450 \pm 5$  млн лет для третьего (Pb = 3.80 ppm, U = 35.91 ppm) морфотипа циркона (рисунок). Для калиевого гранатсодержащего лейкогранита полученные экспериментальные точки на диаграмме изотопных отношений ложатся на конкордию и показывают возраст  $445 \pm 5$  млн лет для первого (Pb = 5.47 ppm, U = 88.20 ppm) и второго (Pb = 6.92 ppm, U = 97.28 ppm) морфотипов циркона и  $160 \pm 10$  млн лет для третьего (Pb = 5.26 ppm, U = 35.28 ppm) морфотипа циркона.

**<sup>40</sup>Ar/ <sup>39</sup>Ar датирование.** Были отобраны амфиболы и биотиты из клинопироксен-амфиболовых гнейсов (обр. СН-1/5-09, СН-1/2а-09). В <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar спектре амфибола из образца СН-1/5-09 выделяется плато с возрастом  $255.9 \pm 2.4$  млн лет, соответствующее 92 % выделенного <sup>39</sup>Ar. В возрастном спектре биотита из образца СН-1/5-09 выделяется плато с возрастом

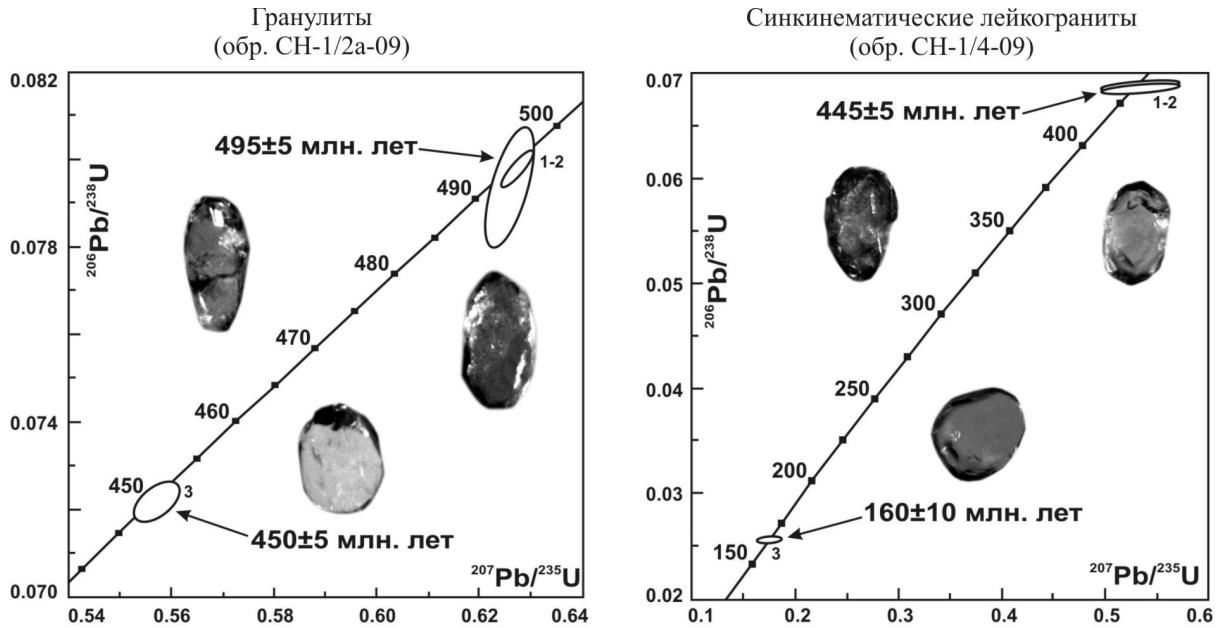


Диаграмма с конкордией для единичных зерен цирконов, отобранных из биотит-гранат-клинопироксен-амфиболового основного гнейса (обр. СН-1/2а-09) и калиевого гранатсодержащего лейкогранита (обр. СН-1/4-09). Авторы проб: Е.И. Михеев, А.Г. Владимиров (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Определение U-Pb изотопного возраста выполнено Т.Б. Баяновой (Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты).

182.7±1.6 млн лет, соответствующее 98 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ . В  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектре амфибола из образца СН-1/2а-09 выделяется плато с возрастом 245.1±2,2 млн лет, соответствующее 78 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ . В спектре биотита из этого же образца наблюдается плато с возрастом 168.8±1.6 млн лет, которое соответствует 65 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ .

**Обсуждение результатов.** Петрологические и геохимические исследования гранулитов п-ова Святой Нос свидетельствуют о близости геологического строения, вещественного состава и P-T параметров метаморфизма с Чернорудской зоной Ольхонского региона. Впервые на их тождественность было обращено внимание В.А. Макрыгиной с соавторами [1]. Обращает на себя внимание совпадение основных возрастных рубежей, отвечающих за формирование когда-то единой раннекаледонской аккреционно-коллизийной системы Прибайкалья и Забайкалья. Резкое различие в истории их геологического развития намечается в пермско-триасовый и юрско-меловой этапы тектогенеза, связанные с формированием Ангаро-Витимского батолита (300 – 280 млн лет) и последующим тектоническим растяжением континентальной литосферы (180–160 млн лет). Последний временной интервал отчетливо коррелируется с заложением юрско-меловых впадин и метаморфических комплексов кордильерского типа в Забайкалье [7]. С этих позиций полученное конкордантное значение возраста циркона (160±10 млн лет) следует, вероятнее всего, рассматривать как главный рубеж заложения Байкальской рифтовой системы, что подтверждается Ag-Ag изотопными исследованиями.

**Основные выводы.** 1. Гранулиты Чернорудской зоны Ольхонского региона и п-ова Святой Нос являются фрагментами единой аккреционно-коллизийной системы раннекаледонского возраста. На основе U-Pb изотопного датирования единичных зерен циркона установлен возраст гранулитового метаморфизма (495±5 млн лет) и возраст синкинематических граносиенит-гранитов, связанных с интенсивными сдвиговыми деформациями (450±5 и 445 ±5 млн лет).

2. Ag-Ag изотопные даты по амфиболам (255–245 млн лет) коррелируются с временем теплового воздействия со стороны Ангаро-Витимского батолита.

3. Намечен возрастной рубеж ( $J_3-K_1$ ), вероятнее всего, отвечающий этапу тектонического растяжения континентальной литосферы в Забайкалье [7] и, как следствие, заложению Байкальской рифтовой системы. Это подтверждается U-Pb изотопным возрастом циркона (160±10

млн лет) и биотитов (182–168 млн лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН – СО РАН (проект ОНЗ 10.3) и интеграционного проекта № 77.

- [1] *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф.* РТ-параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ва Святой Нос (Прибайкалье) // *Геохимия*. 2008. № 2. С. 167–182.
- [2] *Михеев Е.И.* Корреляция раннекаледонских гранулитовых комплексов Прибайкалья (на примере Приольхонья и п-ова Святой Нос) // *Материалы XLIX международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс»*. Новосибирск, 2011. С. 80.
- [3] *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.
- [4] *Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г.* Первые результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования метаморфических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // *Доклады Академии наук*. 2008. Т. 420, № 4. С. 512–515.
- [5] *Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н.* U-Pb-изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // *Доклады Академии наук*. 2010. Т. 432, № 6. С. 797–800.
- [6] *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 Академии наук*. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
- [7] *Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.

## ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДУУШКУННУГСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНАЯ ТУВА)

*А.А. Монгуш, Р.В. Кужугет*

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

Душкуннугский массив находится на левобережье р. Хемчик в 25 км на северо-восток от г. Ак-Довурак, в левом борту одноименного сухого лога. Массив представляет собой протрузивное тело размерами 300×140 м, локализованное среди парасланцев чергакской свиты (S), при этом в экзоконтакте массива вмещающие сланцы смяты в микроскладки. Рассматриваемый район, шириной 5–7 км и протяженностью до 45 км, характеризует северо-западную часть Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба, расположенного на стыке структур Западно-Саянского турбидитового бассейна и Тувинского рифтогенного прогиба [1]. В геологическом строении этого района принимают участие также конгломераты, песчаники и алевролиты (O), совместно с вышележащими сланцами (S) смяты в изоклинальные складки. В осях наиболее крупных антиклинальных складок обнажается меланж или отдельные блоки пород, представленные лиственитами и, редко, габбро. Меланж формировался по V-Є магматическим и осадочным комплексам в основном в течение кембрия, но, вместе с тем, надвиги продолжали закладываться и развиваться и в O-S время [2]. V-Є породы представлены известняками, почти целиком превращенными в листвениты, серпентинитами, базальтами высокотитанистого типа, песчаниками, конгломератами и габбро. Все V-S комплексы прорваны многочисленными субширотными дайками (D) основного, реже – кислого состава, местами проявлены гипабиссальные интрузии кислого состава. Душкуннугский массив представлял собой, вероятно, блок в меланже, который затем был выдавлен вверх во вмещающие силурийские отложения (рисунок).

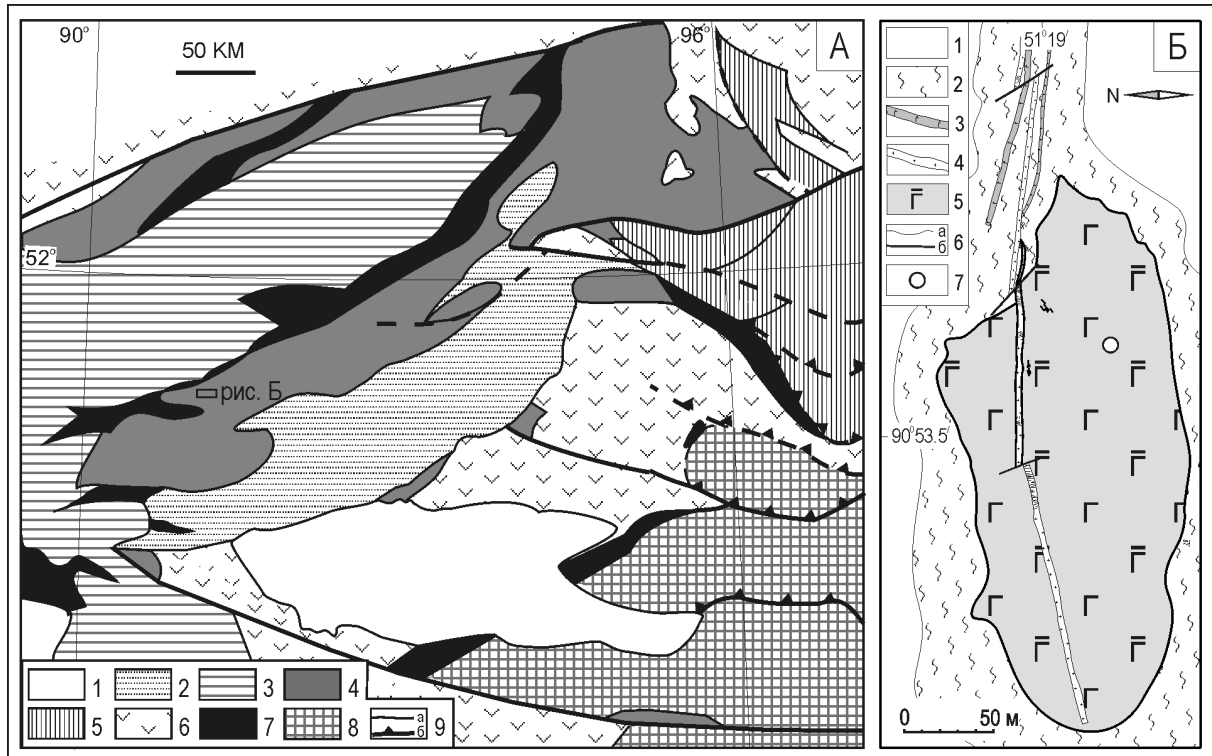
Для определения возраста пород Душкуннугского массива в ИГМ СО РАН А.В. Травинным были выполнены  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  анализы позднемагматической роговой обманки из габбро (обр. ДШ-22/2). График ступенчатого нагрева минерала показывает хорошее плато с возрастом  $537.5 \pm 4.9$  млн лет, что соответствует раннему кембрию.

Массив состоит из среднезернистого габбро, преобладают массивные текстуры, в юго-западной части массива отмечаются полосчатые текстуры, образованные маломощными (~1 см) полосками обогащенного плагиоклазом габбро (лейкогаббро), расстояние между полосками 5–10 см. Породы массива прорваны широтными дайками основного и кислого состава (девон).

Химический состав пород массива изучен на примере образца габбро ДШ-22/2, петрохимические, геохимические и Sm-Nd изотопные исследования были выполнены в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Образец ДШ-22/2 характеризуется умеренными содержаниями (в мас. %)  $\text{TiO}_2$  – 1.3,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14.4,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.8,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.2 и  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.13, умереннофракционированным характером распределения редких элементов  $(\text{Th}/\text{Yb})_n=2.5$ , содержанием REE на уровне 30–15 х.е., небольшим преобладанием LREE над HREE  $(\text{La}/\text{Yb})_n=2.1$ , положительной аномалией Pb и небольшой отрицательной Nb аномалией на спайдердиаграмме, значением  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})=+5.8$ .

На разных дискриминационных диаграммах состав исследованного образца габбро попадает в поля как толеитов островных дуг, так и E-MORB и чаще всего занимает промежуточное положение между этими типами пород. По геохимическому составу исследованный образец заметно отличается от типичных надсубдукционных габброидов Тувы, например от низкотитанистых, высокоглиноземистых габброидов Ирбитейского массива с возрастом  $539 \pm 6$  млн лет ( $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})=+7.8$ ), расположенного в Таннуольской островодужной зоне и сформированного при плавлении перидотитов мантийного клина под воздействием надсубдукционных флюидов [3].

Габбро Душкуннугского массива, наряду с другими венд-раннекембрийскими породами, по-видимому, являлись составной частью преддугового аккреционного комплекса, в пределах которого в ходе коллизии накопилась среднекембрийско-силурийская моласса. Рассматриваемые габбро по отношению к преддуговой зоне могут являться автохтонными либо



**Геодинамическая схема Тувы и Западного Саяна (А) и геологическая карта Душкунунгского габбрового массива (Б).** А. 1 – наложенные отложения (KZ); 2 – Тувинский рифтогенный прогиб; 3 – турбидиты континентальной окраины ( $V_2-S$ ); 4 – аккреционные комплексы ( $V_2-S$ ); 5 – задуговые ассоциации ( $V_2-C_1$ ); 6 – островодужные комплексы ( $V_2-C_1$ ); 7 – офиолиты ( $V_2$ ); 8 – метаморфические комплексы; 9 – границы террейнов (а), главные постаккреционные разломы и надвиги (б). Б. 1 – рыхлые отложения (Q); 2 – сланцы (S); 3–4 – дайки (D): 3 – базитовые, 4 – кислые; 5 – габбро Душкунунгского массива ( $C_1$ ); 6 – геологические (а) и тектонические (б) границы; 7 – место отбора образца ДШ-22/2.

аллохтонными образованиями. В первом случае исходная магма этих габбро могла быть расплавлена в специфических условиях надсубдукционных обстановок, например при заклинивании зоны субдукции океаническим поднятием. Известно, что базальты океанического поднятия и образованные по ним при субдукционном метаморфизме сланцы широко распространены с внешней стороны Хемчикско-Куртушибинской преддуговой зоны [4]. Во втором случае габбро, скорее всего, являются фрагментом плутонической части океанического лавового поднятия, образованного под действием мантийного плюма. В этом случае аккреция этого лавового поднятия к дуге произошла, вероятно, сразу же после образования рассматриваемых нами габбро, т.е. мантийный плюм функционировал в непосредственной близости от зоны субдукции.

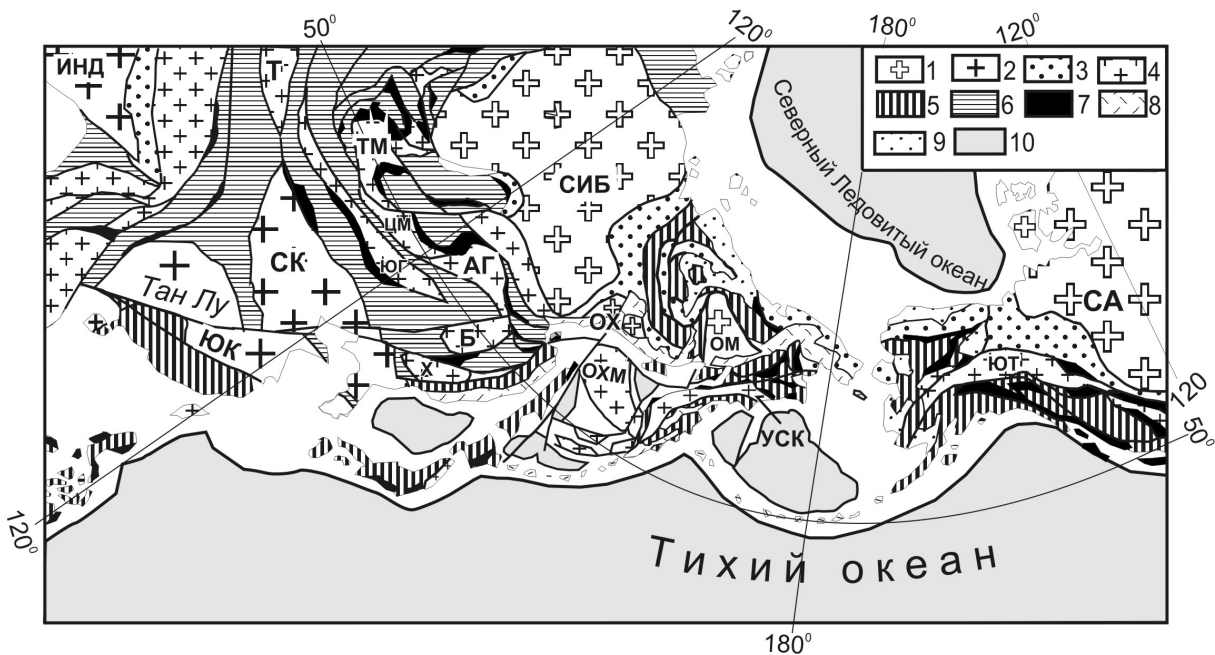
- [1] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- [2] Берзин Н.А. Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 3–11.
- [3] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649–665.
- [4] 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.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Г.Е. Некрасов, С.В. Руженцев

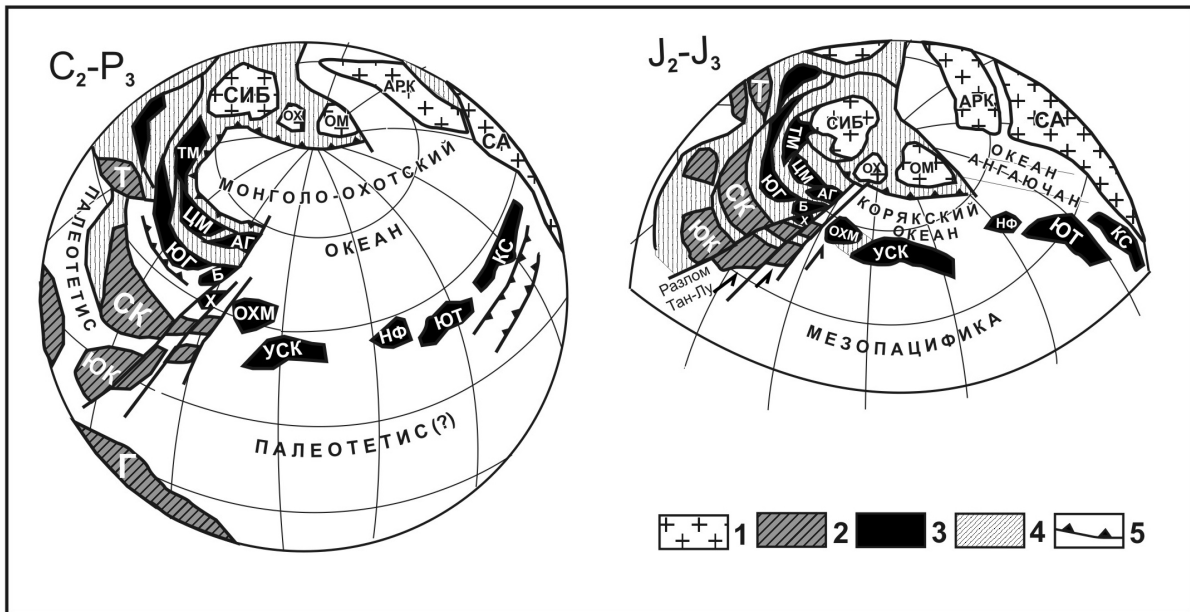
Москва, Геологический институт РАН, nekrasov@ginras.ru

Рассматриваемая область представляет собой сложный в тектоническом отношении парагенезис кратонных структур, континентальных микроплит и аккреционно-коллизийных систем. Отличительной чертой этого парагенезиса является формирование его в обстановке перманентного левостороннего сдвига блоков континентальных структур по системе разломов Тан Лу, вызванного дрейфом Тихоокеанской плиты на север (рис. 1). В большинстве публикаций в качестве основного геодинамического аспекта его формирования рассматривается процесс взаимодействия Палеоазиатского океана («залива» Пацифики) и палеоокеана Тетис, завершившийся на рубеже раннего–среднего палеозоя закрытием Палеоазиатского океана. Собственно Пацифика на протяжении значительной части неопротерозоя и всего фанерозоя оставалась



**Рис. 1.** Положение неопротерозойских и фанерозойских палеоокеанических комплексов в структуре Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов по [3, 5, 6]. 1–2 – кратоны лавразийского (1) и гондванского (2) рядов и их фрагменты; 3 – пассивные окраины; 4 – блоки континентальной коры полициклического развития (микроконтиненты); 5–6 – аккреционно-коллизийные системы Тихоокеанского (5) и Центрально-Азиатского (6) поясов; 7 – палеоокеанические комплексы; 8 – вулканические пояса позднего мезозоя – кайнозоя; 9 – кайнозойские впадины; 10 – океаническая кора океанов и глубоководных впадин окраинных морей. Кратоны лавразийского ряда и их фрагменты: СИБ – Сибирский, ОХ – Охотский, ОМ – Омолонский, АРК – Арктический, СА – Северо-Американский. Кратоны гондванского ряда: ИНД – Индийский, ЮК – Южно-Китайский, СК – Северо-Китайский, Т – Таримский. Блоки континентальной коры полициклического развития: ТМ – Тувино-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ОХМ – Охотоморский, УСК – Укэляят-Срединно-Камчатский, НФ – Ньюс Форк, ЮТ – Юкон-Танана, КАС – Кассиар.





**Рис. 2.** Геодинамические реконструкции палеоокеанических структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов по [2, 6]. 1–2 – кратоны лавразийского (1) и гондванского (2) рядов и их фрагменты; 3 – блоки континентальной коры полициклического развития (микроконтиненты); 4 – аккреционно-коллизийные системы; 5 – островодужные и окраинно-континентальные вулканические пояса. Остальные знаки см. рис. 1.

областью океанической литосферы [1, 3, 7]. Анализ структурной позиции палеоокеанических комплексов в Корякско-Камчатском и Северо-Американском сегментах Тихоокеанского пояса [2, 4–6] и материалы по тектонике Центрально-Азиатского пояса [1, 3, 7 и др.] показывают, что на всех этапах развития структурный план Пацифики и ее соотношения со структурами Палеоазиатского океана и палеоокеана Тетис были более сложными.

Палеоокеанические комплексы образуют в пределах рассматриваемого региона три палеоокеанических домена: Палеоазиатский, Тетический и Тихоокеанский (рис. 1). Позиция первого определяется в центрально-азиатской части региона положением между кратонными структурами Лавразии и Катазии, а в Корякско-Камчатском и Северо-Американском сегментах Тихоокеанского пояса – позицией между кратонными структурами Лавразии и континентальными террейнами полициклического развития, представленными в Корякско-Камчатском сегменте Охотоморским и Укэляят-Срединно-Камчатским блоками Охотоморско-Камчатского массива, в Северо-Американском сегменте – континентальными блоками Ньюс Форк, Юкон-Танана, Кассиар. Экзотическая по отношению к Лавразии природа обломочного кварц-полевошпатового материала, палеомагнитные и другие данные позволяют предполагать, что эти террейны имеют катазиатское происхождение [5, 6]. Ограничениями второго домена, Тетического, на севере являются кратонные блоки Катазии, на юго-западе – Индийский кратон, на юго-востоке – структуры Тихоокеанского пояса. Позиция Тихоокеанского домена на юго-западе Тихоокеанского региона определяется положением между тетическими и палеоазиатскими структурами Центрально-Азиатского пояса и современным ложем Тихого океана, а на севере и северо-востоке региона – положением между современным ложем Тихого океана и континентальными террейнами предположительно катазиатского ряда. Последнее не исключает возможности присутствия среди них также и комплексов Тетиса.

Охарактеризованные закономерности в распределении палеоокеанических структур позволяют прийти к выводу о присутствии в допозднемезозойское время на месте современной впадины Тихого океана двух палеоокеанов. Этот структурный план возник в результате неопротерозойского раскола суперконтинента Родинии и последующей за ним венд-кембрийской деструкции Гондваны [1, 3, 7]. Последние привели к появлению внутри Палеопацифики протя-

женного пояса микроконтинентальных структур (рис. 2), ставшего на ранне-среднепалеозойской стадии развития океанических структур структурным барьером между Палеоазиатским океаном и Прототетисом, на позднепалеозойско-раннемезозойской – барьером между Палеотетисом и Монголо-Охотским океаном, а на позднемезозойской – структурным рубежом между Мезопацификой, с одной стороны, Корякским океаном и океаном Ангаючам – с другой [2, 5, 6].

В позднем мезозое и кайнозое в процессе формирования современной океанической литосферы Тихого океана микроконтинентальные блоки вместе с аккретированными к ним островодужными террейнами испытали дрейф на север и были причленены к Верхояно-Чукотской и Северо-Американской окраинам.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект РФФИ № 12-05-00324).

- [1] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.
- [2] Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н., Некрасов Г.Е., Руженцев С.В. Тектоника Корякско-Камчатской складчатой области и проблема пространственно-временных соотношений палеоокеанических структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Материалы XXXVIII тектонического совещания. М.: Геос, 2005. С. 17–21.
- [3] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–31.
- [4] Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
- [5] Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
- [6] Некрасов Г.Е. Палеоокеанические домены (системы структур) Корякско-Камчатской области // Бюллетень МОИП. Отд. Геол. 2006. Т. 81, вып. 5. С. 35–41.
- [7] Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Геодинамика и тектоническое развитие палеозоид Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли // Геотектоника. 1995. № 1. С. 29–47.

## МЕТАТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ГРАНИТОИДЫ ДЕРБИНСКОГО БЛОКА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ИЗОТОПНО-ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

*А.Д. Ножкин\**, *О.М. Туркина\**, *Н.В. Дмитриева\**, *Е.Ф. Летникова\**,  
*Г.В. Овчинникова\*\**, *О.К. Каурова\*\**

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

\*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, galya@no8266.spb.edu

Исследование докембрийских блоков в складчатом обрамлении юго-западной окраины Сибирского кратона приобрело особое значение в связи с обсуждением вопросов, касающихся ранних этапов эволюции коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Дербинский блок, образованный мощным метатерригенно-карбонатным комплексом и гранитоидами, – один из наиболее крупных структурных элементов аккреционно-коллизийного пояса в юго-западном обрамлении Сибирского кратона. Располагается он в центральной части Восточного Саяна, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние около 500 км от верховьев р. Ия до р. Енисей. Метаосадочный комплекс Дербинского блока относится к саянской серии позднего докембрия, в составе которой выделяется три свиты (снизу вверх) – алыгджерская, дербинская и жайминская. Метаморфические толщи отчетливо слоистые и имеют явно первично-осадочную природу. На северо-западе рассматриваемой структуры, в пределах Манского Белогорья, алыгджерская свита представлена ритмичным чередованием разнообразных сланцев (амфиболовых, амфибол-пироксеновых, пироксен-амфибол-кальцитовых, гранат-кальцит-амфиболовых) и гнейсов (биотит-амфиболовых ± пироксен, биотитовых ± гранат ± мусковит), а также амфиболовых мраморов (кальцифиров), слюдястых и графитистых кварцитов. В юго-восточной части Дербинского блока (бассейн р. Уда) эта свита сложена биотит-амфиболовыми, биотит-пироксен-амфиболовыми плагиогнейсами (65 %), амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми (± силлиманит) гнейсами и сланцами (30 %), содержащими прослой графитистых мраморов и слюдястых метатерригенных кварцитов. Дербинская свита на всем протяжении структуры сложена доминирующими белыми и светло-серыми графитсодержащими средне-крупнокристаллическими кальцитовыми мраморами, графитистыми и графитистослюдястыми кварцитами и подчиненными им прослоями биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов и кальцифиров. Мраморы согласно перекрыты отложениями жайминской свиты, представленной переслаиванием графитистых сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков и кальцифиров.

В пределах Дербинского блока широко распространены гранитоиды. В Манском Белогорье они слагают ареалы сближенных согласных, субсогласных и секущих небольших по мощности тел (от долей до первых метров) в отложениях саянской серии. Юго-восточнее (бассейны рек Агул, Гутара, Уда) гранитоиды наряду с ареалами пластовых и жильных тел, насыщающих разрез метаморфитов, образуют и отдельные массивы. Гранитоиды представлены амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами и тоналитами, биотитовыми плагиогранитами, микроклиновыми гранитами и лейкогранитами, а также их пегматоидными разновидностями.

По петрохимическому составу высококальциевые сланцы и гнейсы ( $\text{CaO}=7\text{--}18\%$ ) алыгджерской свиты соответствуют карбонатным алевролитам, а низкокальциевые ( $\text{CaO}=3\text{--}6\%$ ) – граувакковым и карбонатным алевролитам. Высокоглиноземистые ( $\text{Al}_2\text{O}_3=16\text{--}18\%$ ) биотитовые (± гранат) гнейсы по составу отвечают алевропелитам и пелитам. Высокая величина натриевого модуля ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3>0.2$ ), отражающего степень выноса натрия в процессе химического выветривания, так же как и положение фигуративных точек на классификационной диаграмме Ф. Петтиджона, указывает на то, что все рассматриваемые породы соответствуют грауваккам. Геохимические особенности метаосадочных пород свидетельствуют о невысокой степени их зрелости. Метатерригенные породы Дербинского блока характеризуются значениями

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (3.2–5.2), соответствующими магматическим породам, что говорит о незначительном фракционировании материала в процессе транспортировки и слабом его преобразовании в процессе выветривания. Значения индекса химического выветривания CIA варьируются от 46 до 56, что существенно ниже значений для глинистых сланцев (70–75). Это свидетельствует о низкой зрелости терригенных осадков с концентрацией CaO менее 5 %. Высокие  $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  (6–14 %) и пониженные относительно постаршейского глинистого сланца (PAAS)  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0.1–1.8) указывают на значительную долю пород основного состава в области сноса. По содержанию  $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  и  $\text{TiO}_2$ , а также редкоэлементному составу метаосадки соответствуют грауваккам континентальных островных дуг. Это заключение подтверждается положением фигуративных точек метаосадочных пород на дискриминационных диаграммах Бхатия. Сравнение средних значений  $\text{Th}/\text{Co}$ ,  $\text{Th}/\text{Sc}$ ,  $\text{La}/\text{Co}$ ,  $\text{La}/\text{Sc}$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  изученных гнейсов с PAAS и осадками, сформированными за счет гранитоидов и пород основного состава, показывает, что отношения  $\text{Th}/\text{Co}$ ,  $\text{Th}/\text{Sc}$  в исследованных метаосадках близки к отношениям в осадках, образованных при эрозии пород основного состава, а величины  $\text{La}/\text{Co}$ ,  $\text{La}/\text{Sc}$  и  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  предполагают вклад терригенного материала, образованного за счет гранитоидов. Рост значений  $\text{La}/\text{Sc}$ ,  $\text{La}/\text{Co}$ ,  $\text{Th}/\text{Sc}$ ,  $\text{Th}/\text{Co}$  в юго-восточном направлении, очевидно, связан с добавлением терригенного материала, образованного при эрозии магматических и метаморфических пород кислого состава, обогащенных некогерентными редкими элементами. Средние значения содержаний редкоземельных и редких элементов, а также значений  $\text{Th}/\text{Co}$ ,  $\text{Th}/\text{Sc}$ ,  $\text{La}/\text{Co}$ ,  $\text{La}/\text{Sc}$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в гнейсах и сланцах саянской серии в целом не имеют существенных различий между свитами и также предполагают образование метаосадков за счет разрушения пород основного и кислого состава.

Изученные кварциты дербинской (район Манского Белогорья, бассейна р. Уда) и жайминской свит (бассейн р. Крол) на классификационной диаграмме Ф. Петтиджона соответствуют двум группам песчаных пород – кварцевым ареникам (графитистые кварциты с  $\text{SiO}_2 > 86\%$ , и лититовым (субаркозы, аркозы, граувакки) ареникам (слюдистые кварциты с содержанием  $\text{SiO}_2 < 86\%$ ). По содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Zr, повышенному относительно кварцитов хемогенного происхождения, рассматриваемые породы вполне соответствуют терригенным. Сходные концентрации редких элементов в кварцитах жайминской и дербинской свит (район Манского Белогорья) говорят о близости состава пород источников сноса. Кварциты бассейна р. Уда, скорее всего, формировались с добавлением в область сноса материала, образованного при эрозии более зрелых пород с повышенным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ , ЛРЗЭ.

Характер распределения основных типоморфных элементов в карбонатных породах (Ti, Mn, Zr, Sr, Ba), миграция которых определяет характерные физико-химические особенности данной обстановки седиментогенеза, и элементов-примесей (Cr, Ni, Co, V, Cu, Sc, Zn, Pb, Y и др.), характеризующих петрогенетический характер источников сноса, показал, что они существенно не различаются. Это говорит о близких фациальных условиях их накопления. Сходное распределение элементов примесей, проявляющееся в вышекларковом содержании Cr, Ni, Co, нижекларковом – Pb, Y, указывает на то, что характер питающих провинций во время формирования карбонатных отложений свит существенно не менялся. Содержания REE в карбонатных породах колеблются в интервале от 3 до 14 г/т. Для них характерен слабонаклонный тренд распределения REE ( $(\text{La}/\text{Yb})_n$  от 4 до 7) с отчетливой отрицательной Ce аномалией ( $(\text{Ce}/\text{Ce}^*) = 0.1–0.8$ ).

Наиболее вероятным источником питания для осадков могли быть незрелые породы островных дуг с высоким содержанием Sr, Sc, Co с добавлением материала, образованного при эрозии более геохимически дифференцированных пород с повышенным содержанием ЛРЗЭ, Th, характерных для гранитоидов и метаморфических комплексов фундамента Сибирского крана.

Для метаграувакк Дербинского блока установлен модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  в диапазоне 1.3–1.9 млрд лет. На основании Sm-Nd изотопных данных и ряда особенностей состава гранитоидов и терригенных метаосадков сделан вывод о том, что кристаллическое основание Дербинского блока представлено породными ассоциациями, аналогичными развитым в Арзыбейском блоке. Гранитоиды этих блоков характеризуются модельным возрастом  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 930–1130$  млн лет, что свидетельствует об аналогии островодужного комплекса Арзыбейского блока и пород кристаллического фундамента Дербинского блока, формирование которых связано с мезо-неопротерозойским этапом корообразующих событий. Данные по изотопному со-

ставу метаосадков Дербинского блока могут быть интерпретированы как результат смешения детритового материала островодужных ассоциаций, подобных Арзыбейскому блоку, и более древнего кратонического, аналогичного породам Бирюсинского блока с  $T_{Nd}(DM) - 2565-2535$  млн лет.

Результаты U-Pb геохронологического исследования циркона из кварцевого диорита жильного синскладчатого тела, залегающего в метакarbonатно-терригенной толще саянской серии ( $498 \pm 5$  млн лет), хорошо согласуются с данными, полученными при Ar-Ar датировании роговой обманки ( $501 \pm 3$  млн лет), выделенной из амфиболовых кристаллосланцев, вмещающих жилу кварцевых диоритов. Это свидетельствует об одновременном проявлении метаморфизма и синколлизии диорит-плагиигранитного магматизма в этап аккреции Дербинского блока к другим блокам континентальной коры в позднем кембрии. Исследование U-Pb системы метаморфизованных известняков дербинской свиты показало, что метаморфизм привел к перераспределению Pb между карбонатным и силикатным компонентами породы. Наклон изохроны в координатах  $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$  соответствует возрасту  $540 \pm 50$  млн лет при СКВО=13. Это возрастное значение, в пределах ошибки совпадающее с Ar-Ar данными ( $501 \pm 3$ ), интерпретируется как максимальное время метаморфизма, вызвавшего перестройку U-Pb системы в карбонатных породах. Высокая величина СКВО указывает на неполное перераспределение Pb и U в образцах в ходе наложенного события. Судя по изотопно-геохронологическим данным, осадконакопление в Дербинском блоке, так же как и в Арзыбейском, началось не ранее 1.0 млрд лет, а возраст ~500 млн лет для циркона из кварцевых диоритов, залегающих в метаседиментогенной толще, может характеризовать верхнюю возрастную границу.

Вся совокупность изотопно-геохронологических и литогеохимических данных свидетельствует о неопротерозойском возрасте осадков Дербинского блока, сформированных, очевидно, в окраинно-морском бассейне за счет эрозии пород мезопротерозойских островных дуг и прилегающей зоны кратона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Интеграционный проект № 68) и гранта РФФИ (проект № 12-05-00591).

## ДЕВОНСКО-КАРБОНОВАЯ ЗАМЫН-УУДЫНСКАЯ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННАЯ ЗОНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ – СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ

Д. Отгонбаатар <sup>\*\*\*</sup>, М.М. Буслов <sup>\*\*</sup>, О. Томуртогоо <sup>\*\*\*</sup>, Д. Томурхуу <sup>\*\*\*</sup>, Оролмаа <sup>\*\*\*</sup>

<sup>\*</sup>Новосибирск, Новосибирский государственный университет,  
геолого-геофизический факультет, otgonbaatar@mail.ru

<sup>\*\*</sup>Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, misha@igm.nsc.ru

<sup>\*\*\*</sup>Улан-Батор, Институт геологии и минеральных ресурсов АНМ,  
tt@igmr.mas.ac.mn, igmr@magicnet.mn, dorol@igmr.mas.ac.mn

Замын-Уудынская аккреционно-коллизийная зона (ЗУАКЗ) расположена между Хутаг-Уулыным, Нухэтдавааским и Ханги-Овооским микроконтинентальными блоками в Юго-Восточной Монголии (рис. 1). ЗУАКЗ простирается в Северо-Восточный Китай [4–11]. Детально изучена структура и выявлены этапы формирования ЗУАКЗ в районе горы Баяртын-Овоо. В этом районе раннедевонский офиолитовый комплекс представлен ультраосновными породами, редко лавами метабазальтов, их туфами, сланцами. Стратиграфически выше залегает ранне-среднедевонская кремнисто-терригенная толща (рис. 2). Эти комплексы пород подвержены хрупкопластическим полидеформациям.

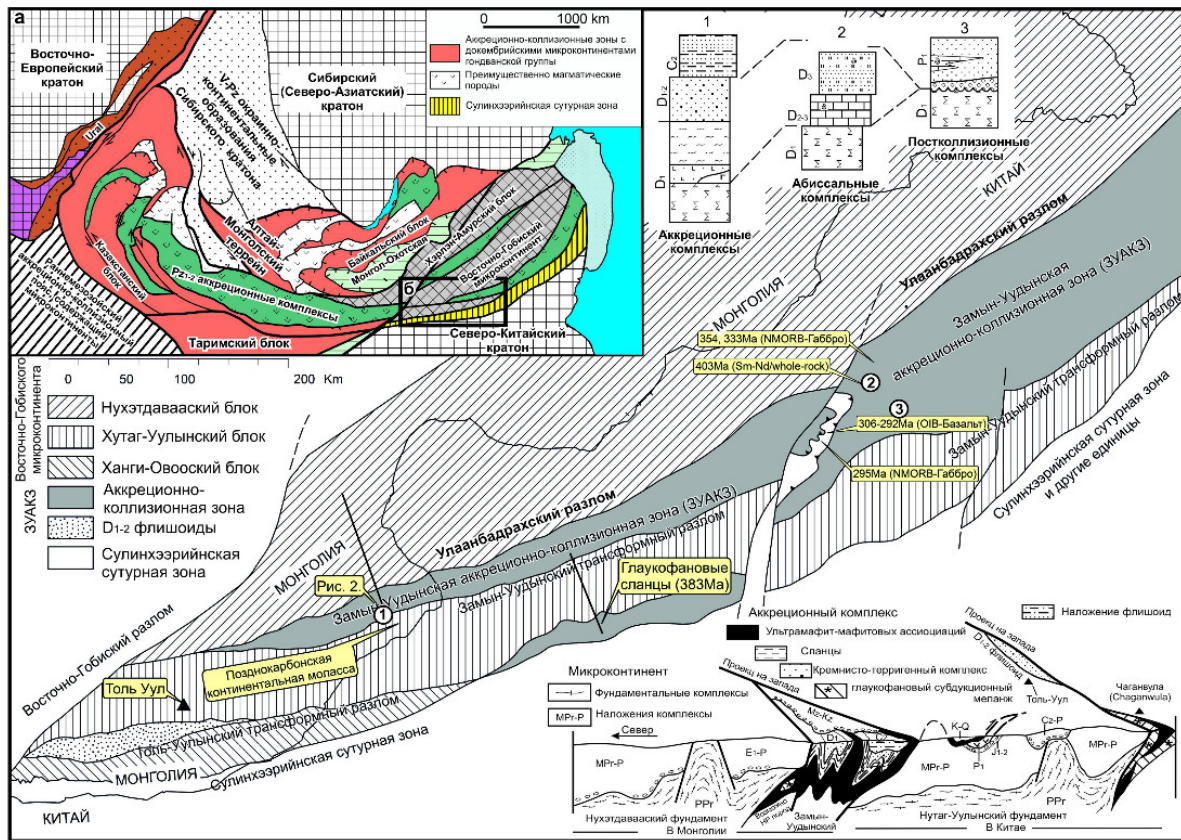
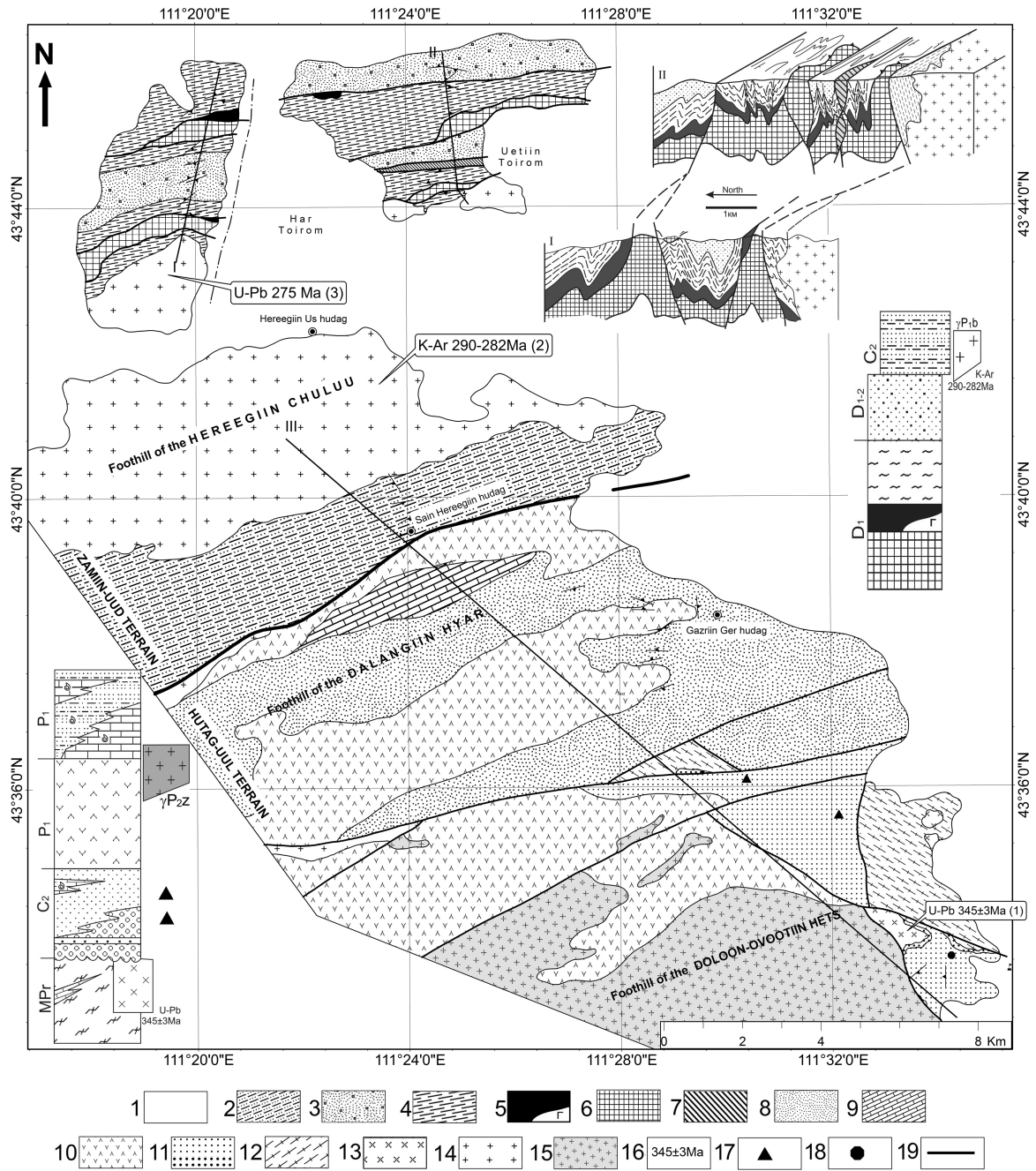


Рис. 1. Тектоническая схема Центрально-Азиатского складчатого пояса [1] с дополнениями (а); схема тектонического районирования территории Юго-Восточной Монголии и Северо-Восточного Китая (б).



**Рис. 2. Геологическая карта района Байртын-Овоо на границе ЗУАКЗ и Хутаг-Уулынского террейна.** 1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2–7 – комплексы ЗУАКЗ: 2 – позднекарбоновые флишиды, 3 – D<sub>1-2</sub> кремнисто-терригенная толща, 4–7 – офиолитовый комплекс, 4 – сланцы и кварцит, 5 – базальты, туфы и габбро, 6 – ультраосновные породы, 7 – офиолитовый меланж; 8–12 – геологические комплексы Хутаг-Уулынского террейна: 8–10 – пермские осадки: 8 – песчаники и гравелиты, 9 – обогащенные фауной извесняки, 10 – кислые эффузивы, 11 – позднекарбоновая континентальная моласса, 12 – докембрийский комплекс; 13 – синколлизийные гранитоиды; 14 – постколлизийные раннепермские гранитоиды; 15 – позднепермские гранитоиды; 16 – геохронологический возраст; 17 – места анализа и отбора образцов на «континентальных источниках» позднекарбоновой молассы; 18 – места расположения позднекарбоновой фауны; 19 – разломы. Геохронологические даты: <sup>(1)</sup> датирование цирконов в Токийском институте технологии, Япония, <sup>(2)</sup> К-Аг возраст кристаллизации гранитов [2], <sup>(3)</sup> датирование цирконов SHRIMP-методом в лаборатории ‘SHRIMP’, Китай.



Выявлены три этапа формирования структуры ЗУАКЗ:

1. Девонский субдукционно-аккреционный этап характеризует формирование активной окраины в Восточно-Гобийском микроконтиненте (ВГМ). В этот этап формировались ранне-среднедевонские флишоиды и голубые сланцы в аккреционно-субдукционной зоне [3, 8, 11]. Деформации проявлены в формировании асимметричных складок ( $F_{1c}$ ) в сланцах офиолитового комплекса и кремнисто-терригенной толще. Складки характеризуются субвертикальными поперечными осями ( $S_{1po}$ ), горизонтальными шарнирами ( $F_{1c}$ ), локально-субвертикальной полосчатостью ( $S_{1c}$ ), крутопадающей конструктивной линейностью ( $L_{1c}$ ), субвертикальными пластическими shear-зонами ( $S_{1шз}$ ).

2. Позднедевонско-раннекарбонный этап крупноамплитудных трансформных сдвигов характеризуется формированием крутошарнирных складок ( $F_{2c}$ ) с вертикальными поперечными осями ( $S_{2po}$ ), полосчатостью ( $S_{1c}$ ) и будинированием габброидов. В этот этап деформировался ВГМ и формировались сиалические блоки (Нухэтдаваа, Хутаг-Уул и Ханги-Овоо). В трансформной зоне происходило формирование офиолитов (354, 333 млн лет) [6].

3. Коллизионный этап дублированных блоков начался в турне-визе и закончился в башкирское время. Формировались горизонтально-шарнирные складки ( $F_{3k}$ ), вертикальные хрупкие shear-зоны ( $S_{3шз}$ ). В районе родника Эргийн Ус худаг вертикально-шарнированные складки ( $B_{2c}$ ) переработаны горизонтально-шарнировой ( $B_{3k}$ ) складчатостью ( $F_{3k}$ ). В Хутаг-Уулынской зоне внедрились синколлизионные гранитоиды с возрастом цирконов 345 млн лет (рис. 2).

ЗУАКЗ несогласно перекрывается постколлизионной слабдеформированной позднекарбонно-раннепермской вулканогенно-осадочной толщей и прорывается гранитоидами с возрастом циркона 275 млн лет (рис. 2) [2].

- [1] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
- [2] Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2. 752 с.
- [3] Суетенко О.Д. Тектоника палеозой Юго-Восточной Монголии: Афтореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1971. 31 с.
- [4] Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–110.
- [5] Bao Z.W., Chan S.H., Zhang Z.T. A study on REE and Sm-Nd isotopes of Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia // Geochem. Sinica. 1994. V. 23. P. 339–349.
- [6] Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang L., Zhang F. Carboniferous and Cretaceous mafic-ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): A SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral “Hegenshan ophiolite” // Lithos. 2012. V. 142–143. P. 48–66.
- [7] Liang R. The characteristics of the ophiolite sequences and its rock associations in Central and Eastern Inner Mongolia // Pre-Jurassic Geology of Inner Mongolia, China. China-Japan Cooperative Research Group, Osaka, 1991. P. 65–84.
- [8] Natali'n B.A., Tomurhuu D., Ariunchimeg Ya., Otgonbaatar D. Permian-Triassic transcontinental shear zones in Southern Mongolia // International field excursion and Workshop on tectonic evolution and crustal structure of the Paleozoic Chinese Tianshan Urumqi in China. 2009. P. 44–48.
- [9] Shen S.Z., Zhang H., Shang Q.H., Li W.Z. Permian stratigraphy and correlation of Northeast China: A review // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. P. 304–326.
- [10] Xiao W.J., Windley B.F., Hao J., Zhai M.G. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the Central Asian orogenic belt // Tectonics. 2003. V. 22, № 6. 1069. doi:10.1029/2002TC001484.
- [11] Xu B., Charvet J., Zhang F. Primary study on petrology and geochronology of blueschists in Sunitezuoqi, northern Inner Mongolia, China // Journal of Geological Science. 2001. V. 36, № 4. P. 424–434 (in Chinese with English abstract).



## ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА ЦИРКУМ-СИБИРСКИХ ОРОГЕНОВ: ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПАЛЕОАЗИАТСКОГО И ПАЛЕОПАЦИФИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ

*С.А. Паланджян, Е.В. Хаин, А.А. Федотова*

Москва, Геологический институт РАН

Огромная территория Средней и Восточной Сибири окаймлена системой прерывистых поясов офиолитов неопротерозоя и раннего палеозоя. В определенных случаях офиолиты и ассоциирующие с ними метаморфические толщи могут служить индикаторами зарождения и эволюции окраин внешних и внутренних океанов. Наряду с комплексами пассивных окраин и островных дуг, офиолиты являются показателями геодинамических обстановок различных стадий развития Палеоазиатского и Палеоокеанического океанических бассейнов, отделявших в указанное время Северо-Азиатский (Сибирский) кратон от соседних континентальных массивов.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют рассмотреть совокупную картину последовательности формирования офиолитов орогенных систем окружения Сибирского кратона в пространстве и во времени.

Офиолиты северного обрамления Сибирской платформы приурочены к Центральной тектонической зоне Таймырской покровно-складчатой системы, они участвуют в строении аккреционного комплекса, шарьированного на шельфовые и батинальные отложения платформы [2, 3]. Изотопное датирование свидетельствует о ранне- и средннеопротерозойском возрасте офиолитов (850–740 млн лет) и о поздннеопротерозойском времени инкорпорации в континентальную окраину (амфиболитовый метаморфизм островодужных вулканитов 600–570 млн лет назад). Геохимические данные позволяют отнести офиолиты к окраинно-морским образованиям.

Более древние, ранннеопротерозойские (900–800 млн лет), офиолиты и островодужные образования шарьированы в позднем неопротерозое (600–620 млн лет назад) на метаморфические толщи окраины Сибирского кратона в пределах Енисейского кряжа [1]. По составу пород офиолиты отнесены к океаническим (СОХ) и островодужным образованиям. В составе мантийного комплекса, наряду с гарцбургитами, установлены и лерцолиты, что позволяет предполагать принадлежность офиолитов СОХ-типа к литосфере ранней стадии формирования палеоокеанического бассейна.

Аналоги древних офиолитов Енисейского кряжа фрагментарно развиты в северо-западной части Восточного Саяна [12], здесь же выявлены позднемезопротерозойские породы островодужного происхождения (1100–1020 млн лет) [11]. Офиолиты юга Восточного Саяна являются наиболее древними в Центрально-Азиатском поясе (1020±10 млн лет) [17], причем они, как и палеоостроводужные серии позднего мезопротерозоя, относятся к супрасубдукционным образованиям. Неопротерозойские офиолиты присутствуют в Северной Монголии [17], по всей видимости, развиты в структурах Байкало-Муйского пояса, в Монголо-Охотской складчатой системе. В Восточном Забайкалье к этому интервалу времени отнесены офиолиты СОХ-типа и задуговых бассейнов [4], но для оценки их возраста требуются дополнительные исследования.

Рассмотренные выше офиолиты – фрагменты коры Палеоазиатского океана и связанных с ним малых океанических бассейнов – оконтуривают Сибирский кратон с севера, запада и юга. Однако восточный компонент Циркум-Сибирских офиолитов остается неопределенным и в обзорных работах обычно не рассматривается [18]. Верхоянская пассивная окраина Сибирской платформы обрамлена огромным пространством мезозойских, окаймленных на востоке офиолитами Тихоокеанских орогенов [9]. Наиболее древние офиолиты Тихоокеанского складчатого обрамления локализованы во внутренних (относительно края континента) тектонических покровах Корьякской, Сихотэ-Алинской, Японской складчатых систем. Изотопные датировки послед-

него времени [13, 10, 16] свидетельствуют о позднепротерозойском (580–560 млн лет) возрасте офиолитов лерцолитового типа Усть-Бельского, Ганычаланского террейнов Западно-Корякской системы, массивов Оеяма, Миямори-Хаяшине в Японии; часть из них рассматривается в качестве инициальной океанической коры Палеопацифика [16, 15]. Возможность корреляции между указанными комплексами показана Н.Л. Добрецовым [5]. Офиолиты Западно-Корякского пояса располагаются в современной структуре западнее Охотского и Камчатского блоков с континентальной корой неустановленного возраста, отделяющих их от фрагментов мезокайнозойской Палеопацифики. Предполагается, что позднепротерозойские офиолиты восточного края Северной Азии могли быть связующим звеном между структурами Палеоазиатского и Палеопацифического океанов [6].

Верхоянская пассивная окраина, формирование которой началось в раннем кембрии (рифтовый этап) и среднем кембрии – ордовике (дрифтовый этап) [14], окаймлена офиолитовым поясом хребта Черского, образованного фрагментами коры раннепалеозойского – юрского Оймяконского палеоокеана [7, 8]. Последний можно рассматривать как периферическую океаническую структуру Палеопацифика.

Существующие в настоящее время данные позволяют сделать некоторые предположения о палеоокеанических бассейнах, развитие которых обусловило индивидуализацию Сибирского кратона и формирование окружающих его офиолитовых поясов.

1. Широкое развитие в орогенах северного, западного и южного обрамления кратона офиолитов, датирующихся в 1.0–1.1 млрд лет (в том числе обладающих супрасубдукционными геохимическими характеристиками), свидетельствует о существовании некоторых бассейнов Палеоазиатского океана уже ко времени сборки Родинии. Это позволяет предполагать, что океанические структуры, окружавшие Сибирский континент в указанное время, были частями пери-Родинийского (внешнего) океана, завершившего свое развитие ко времени собирания Пангеи.

2. Зарождение Протопацифики 0.8–0.6 млрд лет назад, ставшей основой будущей Панталассы, связано со второй стадией распада Родинии и образованием внутренних океанов, одним из которых стал и собственно Палеоазиатский океан. Затем огромное Сибирское континентальное пространство было расколото заложившимся в начале палеозоя Оймяконским океаном, сформировавшим восточную (в современных координатах) окраину Сибирского кратона.

3. Широкое развитие офиолитов позднего неопротерозоя (0.60–0.55 млрд лет) в разновозрастных орогенах, как пери-Пацифических (Западно-Корякском, Юго-Западной Японии), так и Центрально-Азиатских (Северной Монголии, Байкало-Муйском), обусловлено глобальным изменением динамики движения континентальных плит. Совокупность данных о возрасте офиолитов и островодужных комплексов говорит о несомненной связи Палеоазиатского и Палеопацифического океанов в позднем неопротерозое и в раннем палеозое.

Работа проведена при поддержке РФФИ (проект 11-05-01052).

- [1] Верниковский В.А. и др. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 169–181.
- [2] Верниковский В.А. и др. Петрология и геохимия рифейских офиолитов Таймыра // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 113–129.
- [3] Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 1996. 202 с.
- [4] Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–737.
- [5] Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или важная геологическая закономерность // Петрология. 1999. № 4. С. 430–459.
- [6] Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
- [7] Оксман В.С. и др. Офиолитовые пояса арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 62–75.
- [8] Парфенов Л.М. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–41.
- [9] Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- [10] Тихомиров П.Л. Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская

- складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb-датирования цирконов // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434, № 5. С. 673–676.
- [11] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В. и др. Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394, № 6. С. 812–817.
- [12] Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- [13] Ханчук А.И. и др. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 82–93.
- [14] Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2003. 36 с.
- [15] Ishiwatari A. et al. Petrological diversity and origin of ophiolites in Japan and Far East Russia with emphasis on depleted harzburgite // Ophiolites in early history. Geological Society London, Special Publication. 2003. V. 219. P. 597–617.
- [16] Isozaki Y. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands // Island Arc. 1996. V. 5. P. 289–320.
- [17] Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 199. P. 311–325.
- [18] Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ophioliti. 1997. V. 22, № 2. P. 195–200.

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

*А.Ю. Песков\**, *А.Н. Диденко\*·\*\**, *А.В. Косынкин\**

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

\*\*Москва, Геологический институт РАН, lesha-ogr-31@mail.ru

В конце прошлого столетия рядом авторов [1, 6 и др.] была предложена модель образования Сибирского кратона в рамках концепции террейнов, базирующаяся на различиях в геологическом строении отдельных областей кратона (Ангаро-Анабарская, Тунгусская, Оленекская, Алданская и Становая), их петрологии и полученных к тому времени геохронологических данных. Согласно [6, 7 и др.] 2.2–1.9 млрд лет тому назад единый Сибирский кратон еще не существовал – пять вышеуказанных континентальных глыб (террейнов) были разделены океаническими бассейнами. В конце палеопротерозоя они сформировали два самостоятельных кратона: один, объединивший Алданский и Становой блоки, и второй, образованный столкновением Ангаро-Анабарского, Тунгусского и Оленекского блоков. Кратоны обрамлялись субдукционными зонами (андийского типа), выражением которых, по мнению Ч.Б. Борукаева [1] и Л.П. Зоненшайна с соавторами [6], являются вулканоплутонические пояса Ачитканский и Улканский. К началу неопротерозоя литосфера палеобассейна, разделявшего эти два кратона, субдуцировала под Ангаро-Анабарско-Оленекский кратон, и только 1.6 млрд лет назад сформировался единый Сибирский континент [6].

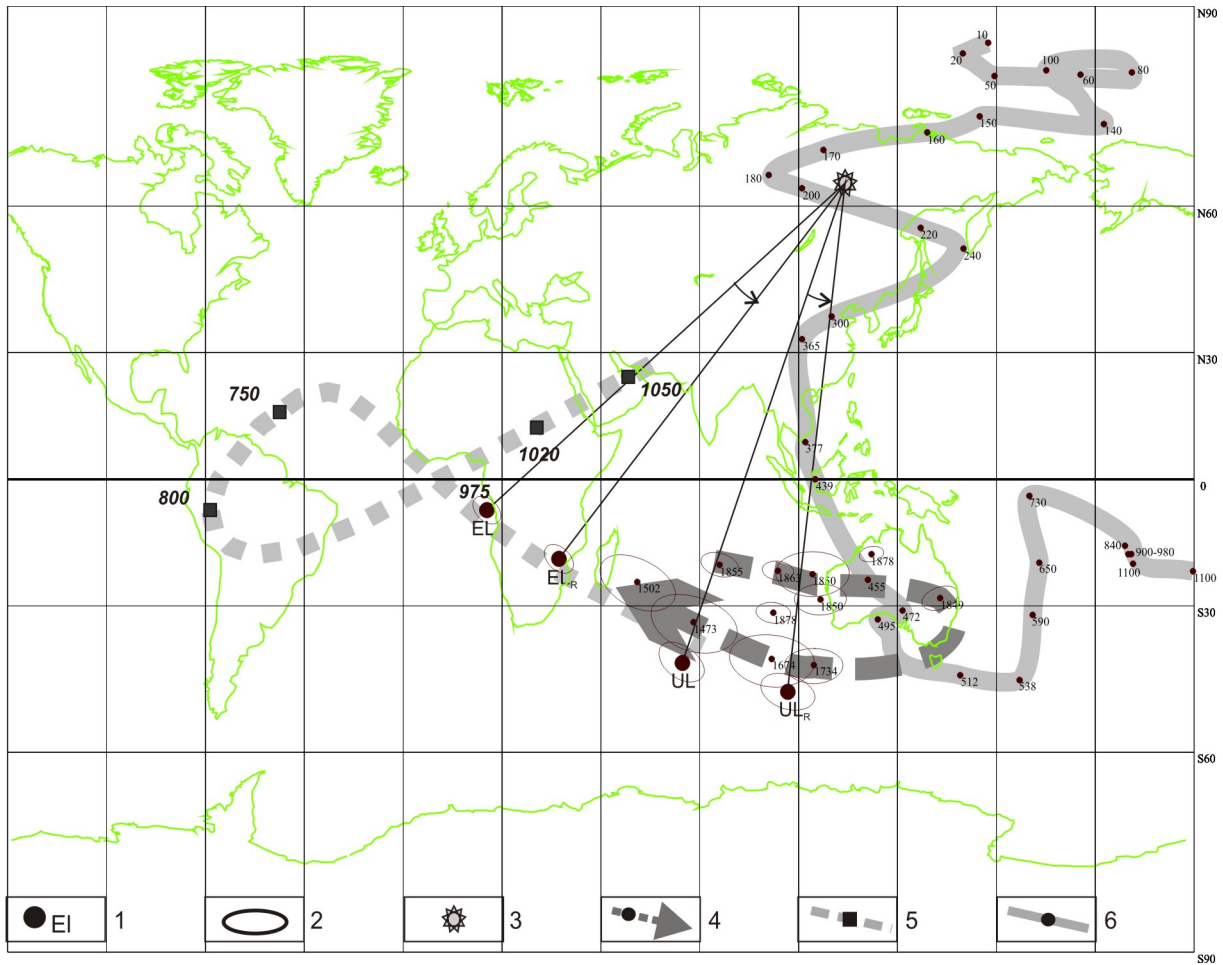
Развитие взглядов, согласно которым кратон состоит из серии террейнов (рисунок) и окончательно оформился в позднем палеопротерозое, представлено в работах [7 и др.]. Свидетельствами «сбора» палеоконтинента являются покровно-складчатые деформации, проявление высокоградиентного метаморфизма, формирование автономных анортозитов и крупных гранитных интрузивов. Из этого следует, по О.М. Розену с соавторами [7], что «главные зоны разломов не расчленили однородные элементы кратона на тектонические фрагменты», а были «структурными швами, по которым эти фрагменты ... кратона были объединены, пришли в соприкосновение, т. е. такие зоны ... явились причиной образования самого кратона как единой тектонической единицы».

К основным структурным швам, объединившим террейны Сибирского кратона на рубеже палео- и мезопротерозоя, Ч.Б. Борукаев с соавторами, а затем и Л.П. Зоненшайн с соавторами [6], О.М. Розен с соавторами [7] отнесли Ачитканский и Улканский (Билякчан-Улканский) вулканоплутонические пояса; широкое распространение подобных структур на всех кратонах Земли позволило Ч.Б. Борукаеву [1] характеризовать их как ачитканский тип.

К настоящему времени опубликованы кондиционные палеомагнитные данные для второй половины палеопротерозоя и мезопротерозоя по Тунгусской и Анабарской провинциям Сибирского кратона, которые позволили разработать первую траекторию кажущейся миграции полюса Сибири для этого интервала. Для Алданской и Становой провинций Сибирского кратона кондиционных палеомагнитных данных этого возраста до сих пор не было.

В последние годы нами были проведены палеомагнитные, петромагнитные, геохронологические и геохимические исследования пород Улканского прогиба [4, 5], который является маркирующим объектом для Алданско-Становой провинции. Он выполнен осадочно-вулканогенными образованиями и плутоническими комплексами пород. Осадочно-вулканогенная серия (улканская серия) объединяет три свиты пород: топорицанскую, улкачанскую и элгэтэйскую общей мощностью более 3 км. Гранитоиды улканского комплекса имеют три фазы генерации [2, 5] и состоят из нескольких массивов, крупные из которых: Улканский и Южно-Учурский.

Проведенные исследования показали, что вулканиты улканской серии имеют признаки как минимум двух геодинамических обстановок – надсубдукционной и внутриплитной. Соединение в магматических камерах компонентов из разноглубинных источников является причиной образования вулканитов, имеющих различные геохимические «метки» [5].



**Положение палеопротерозойских палеомагнитных полюсов пород Улканского массива в сопоставлении с известными ТКМП Сибирского кратона.** 1 – палеомагнитные полюсы, определенные в настоящей работе, до и после поворота на 25° против часовой стрелки (E1, E1<sub>r</sub> – пород элгэтэйской свиты, U1, U1<sub>r</sub> – гранитов улканского комплекса); 2 – овал доверия с 95%-ной вероятностью вокруг полюса; 3 – положение полюса вращения; 4 – палеопротерозойская ТКМП; 5 – неопротерозойская ТКМП; 6 – неопротерозойско-фанерозойская ТКМП. Цифры у ТКМП – возраст палеомагнитных полюсов в млн лет.

Возраст гранитов 1-й и 3-й фаз генерации оценивается в 1730 и 1725 млн лет соответственно [5], определения возраста были выполнены в изотопной лаборатории ГЕОХИ РАН. Возраст верхней части элгэтэйской свиты оценивается в 1732 млн лет, геохронологические исследования были выполнены Е.Б. Сальниковой и А.Б. Котовым (ИГиГД РАН).

Полученные ранее [4] и новые дополнительные палеомагнитные исследования элгэтэйских трахидацитов свидетельствуют о сохранившейся в них первичной (древней) компоненте намагниченности (положительные тесты складки, обращения и конгломератов). Полученный полюс (рисунок) не совпадает (с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции относительно Ангаро-Анабарской в палеозое на 25° [8]) с траекторией кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирского кратона. Это свидетельствует в пользу того, что Алдано-Становая провинция была отделена от Ангаро-Анабарской на время 1732 млн лет. Однако на время 1725–1729 млн лет Алдано-Становая провинция была соединена с Ангаро-Анабарской, о чем свидетельствует совпадение палеомагнитных полюсов, полученных по разновозрастным гранитам (1729–1730 млн лет) Улканского массива и Ангаро-Канского выступа [4].

Полученные новые данные позволяют сделать следующие выводы относительно формирования Улканского прогиба и истории становления юго-восточной (Алдано-Становой) провинции Сибирского кратона.

1. Возраст трахитацитов верхней подсвиты элгэтэйской свиты составляет  $1732 \pm 4$  млн лет (СКВО=0.31, вероятность=0.58). Сопоставление геохронологических данных по гранитам улканского комплекса [5] позволяет определить непротиворечивую возрастную последовательность: а) 1732 млн лет – излияние кислых покровных лав верхней подсвиты элгэтэйской свиты; б) 1729 млн лет – внедрение гранитов 1-й фазы улканского комплекса; в) 1725 млн лет – внедрение гранитов 3-й фазы улканского комплекса.

2. Палеомагнитные исследования палеопротерозойских пород Улканского прогиба позволили получить два древних палеомагнитных направления и рассчитать соответствующие им полюсы, отвечающие двум временным интервалам позднего палеопротерозоя: а) 1732 млн лет для вулканогенно-осадочных пород элгэтэйской свиты –  $Plat=7.4$  ( $-7.4$ ),  $Plong=190.5$  (10.5),  $dp=2.8$ ,  $dm=4.6$  (положительные тесты складки, обращения и конгломератов); б) ~1720 млн лет для гранитов улканского комплекса –  $Plat=42.1$  ( $-42.1$ ),  $Plong=249.4$  (69.4),  $dp=3.4$ ,  $dm=5.6$ .

3. Согласно полученным данным и сопоставлению с палеопротерозойским участком ТКМП Сибири [6, 7, 11], Улканский массив располагался в момент образования изученных пород на  $18-26^\circ$  южной широты. В интервале от 1732 млн лет (возраст верхней части элгэтэйской свиты) до 1720 млн лет (время приобретения высокотемпературной компоненты гранитами улканского комплекса) массив испытал вращение вокруг вертикальной оси по часовой стрелке примерно на  $70^\circ$  и перемещение вдоль долготы примерно на  $7^\circ$ .

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 13-1-0-08-004) и РФФИ (проекты № 12-05-00088а, 12-05-91158-ГФЕНа).

- [1] Борукаев Ч.Б. Структуры докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- [2] Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
- [3] Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибилова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
- [4] Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия, геохронология и палеомагнетизм палеопротерозойских образований Улканского прогиба (юго-восток Алдано-Становой провинции) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 90–91.
- [5] Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. 2010. № 5. С. 44–70.
- [6] Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
- [7] Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
- [8] Pavlov V., 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. V. 276. P. 229–242.

## ГЕОХИМИЧЕСКИ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ФОРМАЦИИ КАК ОБЯЗАТЕЛЬНЫЙ КОМПОНЕНТ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗНОТИПНОГО ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

*Э.М. Пинский, Г.А. Шатков, С.П. Шокальский*

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, [eduard\\_pinsky@vsegei.ru](mailto:eduard_pinsky@vsegei.ru)

Ключевую роль в любой генетической модели формирования месторождений играет представление об источнике рудного вещества. Геолого-геохимический материал геологических разрезов рудных полей и узлов дает основания для поисков источников оруденения не только в абстрактных мантийных резервуарах, но и в особенностях состава геологического разреза рудного района. Всё большее подтверждение находят обновленные идеи латераль-секреционных, осадочно-метаморфогенных и регенерированных источников рудного вещества, развитых Н.Г. Судовиковым, Х. Шнейдерхёном, А.И. Тугариновым, В.С. Домаревым, Д.В. Рундквистом (реювинация), А.А. Сидоровым (базовые рудные формации, большеобъемные месторождения), Б.А. Лебедевым (нафторудогенез) и др.

Основным источником рудного вещества предполагаются базовые, геохимически специализированные осадочные, осадочно-вулканогенные, метаморфизованные и магматические формации, способные формировать генотипы рудных формаций. Внутри генотипов выделяются фенотипы, отличающиеся разнообразием минерального состава руд, спецификой околорудных метасоматических преобразований и др. Главным критерием типизации металлогенических объектов мы признаем генетический критерий, связанный с источником (или источниками) рудного вещества и определяющий единство геологической истории их происхождения. Формальное использование изотопно-геохимических материалов без объясняющей генетической модели оставляет прогноз в рамках статистически-вероятностных аналогий.

В ходе работы над металлогенической картой Центральной Азии масштаба 1:2500000 на ряде выделенных ключевых территорий Урала, Сибири и Дальнего Востока проводились комплексные крупномасштабные геолого-геохимические исследования для оценки потенциальных ресурсных металлогенических зон. На территории Восточного Забайкалья (М-49, М-50) были проанализированы и получены собственные аналитические материалы, позволившие обновить оценки ресурсного потенциала металлогенических зон аккреционно-коллизивной ( $P_2-T_1$ ;  $T_3-J_{2-3}$ ) и постконсолидационной рифтогенной ( $J_3 - K_1$ ;  $K_2 - N$ ) эпох.

Остановимся на примерах интерпретации источников рудного вещества четырех рудно-формационных типов, представленных на территории Восточного Забайкалья: Au-Ag-Pb-Zn (приаргунский), Au-Ag (балейский), F-Mo-U (стрельцовский), Sn-W-Ta-Nb (кукульбейский).

**Au-Ag-Pb-Zn – приаргунский тип** давно выделяется в пределах Приаргунского полиметаллического пояса, протягивающегося в северо-восточном направлении вдоль р. Шилка и в междуречье Аргуни и Газимура на 450 км, шириной ~100 км. Изотопные отношения рудных свинцов типичных месторождений приаргунского типа обычно интерпретируются как линии смешения мантийного и корового резервуаров. Конкретизация такого заключения, основанная на близости отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в рудах и осадках рифтогенных пассивных окраин континентов, приводит нас к заключению, что основным источником рудных элементов приаргунского типа были терригенно-карбонатные и углеродистые толщи (доломиты, известняки, углеродистые серицитовые сланцы) – шельфовые осадки пассивной окраины Аргунского микроконтинента, представленные даурской и быркинской сериями венда – нижнего кембрия. Они являются не только благоприятной средой рудоотложения, но и источником металлов. В настоящее время наибольшую ценность представляют месторождения приаргунского типа с повышенными содержаниями золота. К ним относятся колчеданные руды новоширокинского подтипа, которые формировались в вулканических постройках, сформированных андезитами  $J_{2-3}$  и субвулканическими интрузиями с повышенным содержанием золота. С нашей точки зре-

ния, такая специализация этих вулканитов и дайковых комплексов также связана с ассимиляцией специализированных на золото и полиметаллы углеродистых толщ венда – нижнего кембрия.

**Мезо-эпитермальный Au-Ag** геолого-промышленный тип, названный балейским по одноименному рудному полю, резко выделяется среди других типов золоторудных месторождений Забайкалья по масштабам и качеству руд. Главным источником золота, то есть базовой формацией, здесь являются зеленокаменные толщи урульгинского метаморфического комплекса (амфиболиты, кварциты, мраморы и др.)  $PR_1$ , в которых среднее содержание Au ~31 мг/т, при кларковых содержаниях ~4 мг/т [1]. Регенерация нижнепротерозойского зеленокаменного основания порождает специализированные на золото дочерние продукты в виде кулиндинской и ононской свит с содержанием Au=2–80 мг/т, а также ундинского гранитоидного комплекса ( $P_2$ ), распространенного в фундаменте и бортах Балейского грабена (Au=3.4–24.0 мг/т). Согласно такой точке зрения, бурение до метаморфического фундамента может вскрыть глубокозалегающие рудные тела и флюидоподводящие структуры, связывающие промежуточные рудоносные очаги с близповерхностной зоной рудоотложения.

**F-Mo-U – стрельцовский тип** урановых месторождений в Забайкалье – это разновидность высокоресурсных с богатыми рудами вулканогенных урановых месторождений, связанная с внутриконтинентальными фтороносными субщелочными базальт-риолитовыми поясами, формировавшимися в обстановке рассредоточенного рифтогенеза, и локализованная в долгоживущих (25–35 млн лет) резургентных (возрожденных) вулканических депрессиях. Большой комплекс новых U-Pb изотопных датировок по цирконам из пород нижнего и верхнего яруса Тулукуйской кальдеры локальным методом SHRIMP-II и анализ редкоземельных спектров в породах и минералах [2] позволили обосновать модель, согласно которой непосредственным источником урана явились приповерхностные очаги риолитов, но формировались они за счет плавления высокоспециализированных на уран и торий верхнекоровых порфиробластических гнейсовидных анатектоидных гранитоидов урулюнгуйского комплекса  $\gamma R_{2,3}$  (774–805 млн лет).

**Sn-W-Ta-Nb (Be, Li, Rb) – кукульбейский тип.** В пределах листов М-49, 50 с образованиями кукульбейского комплекса связывают формирование четырех крупных (Завитинское, Этыкинское, Орловское и Шерловогорское) и шести средних (Лево-Ингодинское, Тарбальджейское, Хапчерангинское, Ачиканское, Спокойнинское, Бом-Горхонское) месторождений. Все высокорудоносные граниты диагностируются по высоким, превышающим кларковый уровень содержания Sn и Li в 4–5 раз, по повышенным, от 3 до 10 кларков и более, содержаниям F, W, Rb. Лейкограниты кукульбейского комплекса несмотря на определенную генетическую близость принадлежат двум контрастным геохимическим типам с различной металлогенической нагрузкой Sn-W и Ta-Nb, Be [3]. Результаты интерпретации разных изотопных систем Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, изотопных отношений  $^{18}O/^{16}O$ , оценки  $eNd$  сводятся к различным сложным моделям, допускающим смешения разноглубинных мантийных источников друг с другом и с коровыми резервуарами, причем дискутируется вопрос о том, происходит ли смешение мантийных базальтоидных магм непосредственно в условиях коры, или такое смешение происходит уже в самой мантии, предварительно метасоматически подготовленной, а также каковы соотношения вкладов мантийных источников с обогащенными и деплетированными компонентами. Между тем имеющаяся изотопная информация непротиворечиво укладывается в гипотезу генетической связи разнородного оруденения кукульбейского типа с единым верхнекоровым гранитоидным протолитом  $\gamma R_{2,3}$ . В Агинской структурно-формационной зоне, представляющей собой аккреционное сооружение, тектонически совмещены салические и фемические блоки рифея. Определяющая роль корового субстрата в общей эволюции мезозойских интрузивных серий Восточного Забайкалья отчетливо проявляется на графиках прямой корреляции первичного изотопного соотношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и кремнекислотности пород. Конкретные варианты конечных путей рудообразования зависят от вещественного состава вмещающей среды и от специфики тектонофизических условий (сжатие-растяжение) локальной территории в периоды тектономагматической активизации. Особенно ярко эти предположения подтверждаются на примере Хангилайского рудного узла, расположенного в Восточно-Агинской зоне смятия Агинской палеозойской плиты. Здесь с малоглубинной трещинной интрузией кукульбейского комплекса пространственно связаны два редкометалльных объекта: Орловское Ta-Nb месторождение и Спокойнинское Sn-W месторождение. Несмотря на то, что массив один, веществен-



ный состав вмещающей среды, разделенный региональным разломом, разный. Естественно предположить, что поиски причин различий металлогенического результата в рамках одного массива, одного комплекса находятся не в разноглубинных мантийных очагах, а в локальной геологической обстановке. Геологическая карта показывает, что биотитовые граниты и Li-F лейкограниты, вмещающие Ta-Nb оруденение (Орловское месторождение), находились в относительно опущенном блоке, с вмещающими породами D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> зун-шивеинской свиты. В этом случае в силу условий относительного сжатия реализуются тенденции закрытых магматических систем. Летучие отжимаются в глубинные части магматической камеры, итогом чего являются пегматиты или онгониты. С другой стороны, мусковитовые граниты и аляскиты с Sn-W оруденением (Спокойнинское месторождение) находились в приподнятом блоке, с вмещающими породами ононской свиты (R<sub>3</sub> оп<sub>1-3</sub>). В этом случае мы имеем относительно открытую систему, восходящий тип кристаллизации расплава, главным итогом которого явились грейзены.

Характерно, что мантийные параметры изотопных характеристик Nd, Sr, Pb, O в типично коровых редкометалльных гранитах появляются в пределах Монголо-Охотской складчатой области в наиболее поздних своих генерациях – в Li-F гранитах, сопровождающихся дайками долеритов и лампрофиров, как предшествующих внедрению гранитов, так и завершающих его. Роль мантии бесспорна, но генотип редкометалльной гранитоидной формации заложен в коровых специализированных гранитоидах верхнего рифея.

Во всех рассмотренных случаях формирование различных рудно-формационных типов, разнообразие металлов в рудах и само разнообразие рудных формаций определяются не только спецификой магматизма, но и ассимиляцией флюидов и рудных компонентов из геохимически специализированных осадочных, метаморфических или магматических пород окружающего и подстилающего разреза.

Таким образом, одним из итогов сочетания региональных и локальных работ в рамках металлогенического анализа, проведенного в ходе составления металлогенической карты Центральной Азии масштаба 1:2500000, явилось представление о существенной роли металлотектов в виде базовых геохимически специализированных формаций как реальных источников рудного вещества, отражающихся на геологической карте.

- [1] *Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса)* / Под ред. Н.П. Лаверова и др. М.: ЦНИГРИ, 1984. 271с.
- [2] *Шатков Г.А. и др. U-Pb (SIMS SHRIMP-II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский урановорудный узел, Восточное Забайкалье)* // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432, № 3. С. 360–364.
- [3] *Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования.* СПб.: Изд-во СПб. университета, 2002. 357 с.

## НОВЕЙШАЯ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА КУРАЙСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

*С.Г. Платонова*

Барнаул, Институт водных и экологических проблем СО РАН, [platonova@iwer.asu.ru](mailto:platonova@iwer.asu.ru)

Проблемы внутриплитной тектонической и сейсмической активности являются наиболее активно обсуждаемыми в науках о Земле в последние десятилетия. Рассматриваемый в работе Курайский хребет расположен в пределах Алтая – области проявления внутриплитной геодинамики – и является его морфоструктурной единицей второго порядка, обрамляя с севера крупнейшие межгорные впадины региона (Курайскую и Чуйскую). Особенности строения хребта контролируются зоной Курайского глубинного разлома – палеозойского дизъюнктива, омоложенного на неоген-четвертичном этапе и проявляющего активность в современное время.

Заложение Курайского глубинного разлома относится к раннему палеозою. Древняя структура его представляет собой систему из нескольких дугообразных разрывов, сконцентрированных в полосе шириной 12–15 км и слегка расширяющихся веером в северо-западном направлении. Наиболее четко выделяются две ветви разлома: северная – Кубадринский разлом и южная – собственно Курайский разлом. Описание особенностей их строения содержится в работах исследователей середины двадцатого века.

Собственно Курайский разлом протягивается вдоль осевой части современного Курайского хребта и выражен серией сопряженных субпараллельных и диагональных сместителей типа надвигов, взбросов, взбросо-сдвигов и сбросов, концентрирующихся в полосе 3–4 км вдоль его южного подножия. Между отдельными разрывами зажаты узкие тектонические блоки разновозрастных пород. На большей протяженности зона ориентирована субширотно, изменяя к западу простирание на северо-западное, а затем и субмеридиональное, приобретая дугообразную форму. Основные сместители трассируются линейно вытянутыми телами серпентинизированных ультрабазитов, зонами дробления и гидротермальной обработки [1]. Кубадринский разлом имеет сравнительно простое строение и представляет собой палеозойский крутопадающий правосторонний взбросо-сдвиг с амплитудой вертикальных перемещений, оцениваемой в первые тысячи метров, горизонтальных – несколько десятков километров. Разлом характеризуется широкой (50–250 м) зоной интенсивного дробления, гидротермальных изменений, милонитизации и филлонитизации, максимально проявленной в водораздельной части Курайского хребта. На протяжении более 80 км Кубадринский разлом имеет почти прямолинейное простирание по азимуту 275–285°, а затем в районе р. Курайки он подворачивает на северо-запад по азимуту 325–330° [2].

Новейшая структура Курайского разлома имеет достаточно сложный характер. Ее формирование определено возобновлением подвижек вдоль древних тектонических швов, а также формированием кайнозойских близширотных разломов, ограничивающих хребет с северо-запада (Семипалатинско-Тувинский) и с юго-востока (Кызыловско-Курайский). Последние были выделены как ступени, отделяющие высотные зоны Горного Алтая [3]. Перемещение осевой зоны Курайского поднятия в неоген-четвертичное время относительно палеозойского дна сопряженных с ним зон Чуйской и Курайской впадин достигает 2700 м [4]. В целом, новейшая структура хребта представлена в виде сложно построенной зоны глыбового чешуйчатого надвига, в строении которого участвуют многочисленные формации [1, 2]. Углы надвига пологие (5–40°) с падением на север. К востоку от р. Кызылташ сместители приобретают крутые углы падения и разрывы носят взбросовый, взбросо-сдвиговый и реже – взбросо-надвиговый и сбросовый характер. Чешуйчато-надвиговый характер зоны разлома проявлен на отрезке р. Кызылташ – оз. Чайбекколь, где зона как бы «обрамляет» юго-западный край Курайского хребта

В рельефе названные подвижки сформировали асимметричный поперечный профиль Курайского хребта с крутым южным и относительно пологим северным склонами. Южный склон осложнен тремя уступами, ограничивающими узкие, линейно вытянутые блоки, и понижения-

ми субширотного ориентированных долин ручьев у его подножия. Уступы образованы Акташским, Южным и Четвертичным надвигами с признаками очень молодых движений. Так, наблюдается надвигание в южном направлении палеозоя на палеоген-неогеновые толщи и толщ неогена на четвертичные осадки. Наряду с надвигами у южных подножий хребта в северных периферийных частях Чуйской впадины широко развиты складчатые деформации (с крутыми, до 60–70°, падениями крыльев) и разрывы типа сбросов и взбросов олигоценых и миоценовых отложений [5], связанные с посленеогеновыми вертикальными подвижками узких жестких блоков палеозоя вдоль прямолинейного эскарпа коренного фундамента высотой от 200 до 500 м. Складки обычно простые, пологие, иногда брахиформные, часто асимметричные – с крутым приразломным северным крылом и пологим южным.

Формирование новейшей структуры, как Алтая в целом, так и описываемого хребта, сопровождалось процессом усложнения строения, проявившимся в увеличении степени дифференцированности блоковых движений. Широкое развитие в общем плане получили секущие разрывы, имеющие сравнительно небольшую протяженность и ограничивающие структуры III и IV порядков – отдельных горстов, грабенов. Раздробленность основных новейших структур на отдельные блоки особенно отчетливо проявляется в пределах осевой зоны Курайского поднятия. Они слабо дифференцированы по высоте, хотя раздробленность достаточно высокая. Вследствие кратковременности, плейстоценовые дислокации были сравнительно небольшими по амплитуде и не привели к существенной перестройке рельефа. В центральной части Курайского поднятия широко представлены структуры «срединных блоков», образованных в результате проседания в условиях растяжения.

Срединные блоки имеют сбросовые борта, четко выраженный ступенчатый поперечный и продольный профили. В центральной части срединных блоков вдоль осевой части развиты микрограбены. Поперечный профиль срединного блока также характеризуется асимметрией. Максимальные деформации сбросовых склонов срединного блока проявлены со стороны осевой части хребта. В плане отчетливо просматриваются смещения осевой части срединных блоков трансформными разрывами (чаще всего – правыми сдвигами), действие которых проявляется только в пределах долины. Морфологическая выраженность срединных блоков ослабевает в восточном направлении (от р. Курайка к р. Байлюкем). Подобная структура характерна и для более пологого северного борта Курайского хребта. В отличие от деформаций южного склона здесь сильнее выражена асимметрия поперечных профилей долин рек, а ступени имеют более широкий характер.

Современные движения территории проявлены в высокой сейсмичности этой части Алтая, выражающейся в многочисленных сейсмических толчках, самым сильным из которых в инструментальный период сейсмологических наблюдений стало Чуйское (Алтайское) землетрясение 27 сентября 2003 г. с магнитудой  $M=7.5$  (интенсивностью 9 баллов). Кроме того, в пределах Курайского хребта обнаружены многочисленные следы древних землетрясений в виде первичных и вторичных сейсмодформаций. Сейсмические толчки привели к образованию на поверхности склонов хребта многочисленных зияющих трещин, тектонических уступов, деформирующих сглаженную ледником поверхность. При этом на участках крутопадающих правосторонних сдвигов отмечены одиночные или групповые зияющие трещины, субпараллельные или вытянутые в одну линию. В условиях растяжения на участках перегиба долин рек отмечены веероподобные комплексы трещин, а на водоразделах зияющие трещины часто образуют решетчатый рисунок «черепаховую структуру». Широкое распространение на склонах хребта имеют сейсмогенные обвалы. Крупные сейсмогенные обвалы на южном склоне хребта появляются в долине р. Чуя, начиная от устья левого притока р. Чуи – р. Дейлюгем. Здесь, вдоль Чуйского автотракта, известно около 40 крупных обвалов с объемом обвальных масс от 5 до 30 млн м<sup>3</sup> [6]. В пределах долин рек на склонах хребта отмечены сейсмогенные обвалы относительно небольшого объема. Так, например, в долине р. Курайка на участке сужения, на левом берегу, отмечен обвал с объемом обвальных масс, составляющим примерно 5 млн м<sup>3</sup>.

Надо отметить, что большинство обвальных тел характеризуется сложным строением и является результатом нескольких землетрясений. Показателем молодости является: их хорошая выраженность в рельефе; постледниковый возраст, о чем свидетельствует залегание обвальных масс на ложе, освобожденном оттаявшим ледником; большое количество в обвальных телах материала коры выветривания, несенного с верхних уровней; залегание на моренах.

Отмечена корреляция проявлений сейсмогравитационных образований с кинематикой зоны. На участках надвигов широкое развитие получили фронтальные обвалы, на участках взбросо-сдвигов – одиночные. Для сложных обвальных тел разной временной генерации проявляется общая закономерность: более старые обвалы имеют максимальные объемы, как одиночные, так и фронтальные. Это представляет собой проявление эпохи тектонической активности постледникового времени: высокие скорости вертикальных подвижек – воздымание хребта, формирование трещин, фиксированных долинами современных рек, сходы во время толчков значительных подготовленных к транспортировке разрушенных масс горных пород. К следующим этапам тектонической активности процессами выветривания не успевает подготавливаться новый материал, поэтому вне зависимости от силы и мощности более поздних этапов объемы обвальных масс значительно меньше.

- [1] Мухин А.С., Кузнецов В.А. Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае // Вестник ЗСГУ. 1939. Вып. 1. С. 49–52.
- [2] Зыбин В.А. Строение зоны Курайского разлома в юго-восточной части Горного Алтая // Известия Алтайского отдела географического общества СССР. Вып. 1969. Барнаул: Алт. книжное издательство, 1969. С. 79–86.
- [3] Рудич Е.М. Соотношение каледонид и герцинид юга Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1972. 374 с.
- [4] Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозой. М.: Наука, 1981. 131 с.
- [5] Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
- [6] Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагова О.А., Чичагов В.П. Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Физика Земли. 1998. № 3. С. 1–7.

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ПОГРЕБЕННОГО ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (СКВАЖИНА МОГДИНСКАЯ-6)

*Н.В. Попов\**, *И.Ю. Сафонова\*\**, *А.А. Постников\**, *А.А. Терлеев\**,  
*И. Кон\*\*\**, *Ц. Комия\*\*\*\**, *Д.А. Токарев\**

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

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

\*\*\*Цукуба, Япония, Институт передовой науки и технологий Геологической службы Японии

\*\*\*\*Токио, Япония, Университет Токио

Могдинская поисково-оценочная скважина № 6 была пробурена в 2009 г. в центральной части Сибирской платформы, на водоразделе рек Нижняя Тунгуска и Вилюй, в 300 км к юго-западу от г. Мирный, в связи с работами по поиску и разведке месторождений углеводородного сырья. Район работ относится к Магано-Вилюйскому тоналит-грандземит-гнейсовому террейну [1] или к Маганскому гранулит-гнейсовому террейну [2]. В этом месте метаморфические и магматические породы предположительно протерозойского фундамента с архейским модельным возрастом [1, 3] перекрываются венд-кембрийскими осадочными породами чехла Сибирской платформы преимущественно карбонатного состава. Возрастные границы фундамента остаются дискуссионными, так как отсутствуют точные изотопные датировки магматических и/или метаморфических пород как непосредственно из этого террейна, так и по всему перекрытому фундаменту. В данной работе представлены первые геохимические и геохронологические данные по гранитоидам из верхней части толщи фундамента.

Скважина глубиной 2015 м вскрыла сульфатно-карбонатно-глинистые осадочные породы и достигла пород фундамента. На отметке 2001.9 м осадочные породы (алевро-аргиллиты) сменились амфибол-биотитовыми гранодиоритами. Это серовато-розовые массивные среднезернистые породы, состоящие в основном из плагиоклаза, кварца, биотита, амфибола, а также включающие акцессорные минералы (циркон, Fe-Ti оксиды, апатит и др.). По содержанию петрогенных элементов гранитоиды соответствуют субщелочным и известково-щелочным гранодиоритам или кварцевым диоритам ( $\text{SiO}_2=63.6-64.6$  мас. %) натриевого ряда ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.7-2.1$ ) с нормальной глиноземистостью ( $\text{Al}_2\text{O}_3=16.7-16.9$  мас. %). Породы характеризуются относительно небольшими содержаниями CaO и MgO (3.2–3.6 и 1.7–2.0 мас. % соответственно) при повышенной сумме щелочей ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=4.3-7.3$  мас. %) и повышенной железистости, т.е.  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})>0.7$ . По соотношению железистости и кремнезема изученные гранитоиды относятся к I-типу [4, 5]. Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные по составу хондрита, характеризуются отсутствием выраженного европиевого минимума, обогащением легкими РЗЭ ( $\text{La}/\text{Yb}_n=14-27$ ) и умеренной дифференциацией тяжелых РЗЭ ( $\text{Gd}/\text{Yb}_n=3.2-3.9$ ). В отношении редких элементов эти породы обогащены Ba и Sr (около  $10^3$  г/т). Отношения K/Rb, Rb/Sr, Rb/Ba и Th/U варьируются в пределах 130–180, 0.6–0.8, 0.05–0.10 и 2.0–3.8 соответственно. Исходя из полученных геохимических данных, породы образовались в орогенной обстановке, в результате плавления метамагматического субстрата субщелочного и известково-щелочного состава [6].

С целью определения возраста гранитоидов было проведено U-Pb изотопное датирование 40 зерен цирконов из гранодиоритов Могдинской скважины с помощью масс-спектрометра на индуктивно-связанной плазме с лазерной абляцией (LA ICP MS) в Институте передовой науки и технологий Геологической службы Японии (AIST, г. Цукуба). Большинство зерен циркона буроватого цвета имеет призматическую форму. На катодолюминесцентных снимках видно внутреннее зональное строение зерен (осцилляторная зональность). Отношение Th/U варьируется от 0.2 до 0.8, что вместе с призматической огранкой и осцилляторной зональностью предполагает магматическое происхождение цирконов. Датировки с минимальной погрешностью и

наиболее высокой сходимостью были получены для 32 зерен циркона.  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  возраст цирконов варьируется в интервале от 1.8 до 2.1 млрд лет, а его распределение имеет бимодальный характер: средневзвешенные значения составляют  $1985.2 \pm 8.5$  и  $2038 \pm 12$  млрд лет, что соответствует времени интенсивных коллизионных процессов, широко проявленных на Алданском и Анабарском щитах Сибирской платформы [1–3, 6]. Таким образом, изученные гранодиориты образовались в результате плавления базитовых пород предположительно архейского фундамента Сибирской платформы в результате позднепротерозойской коллизии, связанной с образованием Сибирского континента и его последующей кратонизацией.

Работа выполнена в рамках темы НИР Института (проект VII.55.1.1), а также при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00953, проекта № 12 партнерских фундаментальных исследований СО РАН – УРО РАН – ДВО РАН.

- [1] *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)* / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 572 с.
- [2] *Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43, № 1. С. 3–26.
- [3] *Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: Интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // *Геотектоника*. 2008. № 1. С. 12–26.
- [4] *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42, № 11. P. 2033–2048.
- [5] *Chappel B.W.* Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 535–551.
- [6] *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОДИНАМИКА АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

*А.В. Прокопьев\**, *А.К. Худoley\*\**, *В.Б. Ершова\*\**, *Д.А. Васильев\**

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

\*\*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет,  
khudoley@АН3549.spb.edu, ershovavictoria@gmail.com

В докладе будет представлено:

1. На основе U-Pb датировок обломочных цирконов, геохимических данных и седиментологических наблюдений уточнена палеогеография позднепалеозойско-мезозойских осадочных бассейнов северной части Верхоянской пассивной окраины, Кулар-Нерского террейна и Полоусного синклиория. Установлены вероятные питающие провинции, направления сноса кластики и обстановки осадконакопления.

2. Детальными структурными исследованиями на северном фланге Верхоянского складчато-надвигового пояса, в Куларском антиклинории и в Полоусном синклиории определена кинематика и последовательность проявления деформационных процессов. U-Pb датировки цирконов, Sm-Nd изотопия и прецизионные геохимические данные по юрско-меловым синдеформационным и секущим складчатость гранитоидам Северного, Куларского и Главного батолитовых поясов, дайковым комплексам, перекрывающим вулканитам Уяндина-Ясачненской магматической дуги позволили установить время проявления мезозойских деформаций и особенности геодинамических обстановок формирования основных тектонических структур арктической части Верхояно-Колымской складчатой области.

## КАЙНОЗОЙСКИЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ ЭКСТРЕМУМЫ В ЭПИЗОДАХ ИЗВЕРЖЕНИЙ КОРОВЫХ ВЫПЛАВОК В ОРОГЕННЫХ И РИФТОВЫХ СТРУКТУРАХ АЗИИ

С.В. Рассказов\*·\*\*\*, И.С. Чувашова\*·\*\*\*

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

\*\*Иркутск, Иркутский государственный университет

Ядром инновационной гипотезы Эмиля Аргана об Индо-Азиатском взаимодействии послужило предположение об образовании горных систем Азии с плавлением коры. Изучение продуктов вулканических извержений показало, однако, что источники выплавок находились преимущественно в мантии. Тем не менее на отдельных территориях, имеющих ключевое значение для понимания конвергентной (орогенной) динамики территории, наряду с мантийными, активизировались и коровые источники. Проявление активности тех и других носило эпизодический характер. Таким образом, основная идея Эмиля Аргана о плавлении коры в результате Индо-Азиатского взаимодействия получила подтверждение [3]. Другим фактором, определившим динамику Азии, было влияние менявшегося во времени взаимодействия плит Тихого океана с ее восточной окраиной. Здесь литосфера растягивалась с общим относительным утонением, сопровождавшимся образованием бассейнов и хребтов. Такая динамика континентальной окраины также нашла отражение в эпизодической активизации мантийных и коровых магматических источников [7].

Имеются ли отличия между магматизмом орогенов и бассейнов и хребтов? Первые формировались в обстановке сжатия и утолщения литосферы, вторые – в обстановке растяжения и утонения литосферы. Для ответа на этот вопрос в настоящей работе выявляются эпизоды извержений коровых трахиандезитовых, андезитовых и андезибазальтовых выплавок как экстремального выражения кайнозойских горообразовательных процессов Азии на ее внутренних территориях – в Восточно-Хангайском орогене и окраинно-континентальном поднятии Большого и Малого Хингана. Для сравнения привлекаются данные по андезитовым, андезибазальтовым и адакитоподобным выплавкам, производным плавления коры, излившимся на поднятиях вблизи межплитных границ – в Тибетском орогене и в северо-западном горном обрамлении впадины Японского моря на территории Приморья и отчленившихся от континентальной окраины Японских островах. С одной стороны, сопоставляются данные по области орогенеза во фронте Индо-Азиатской конвергенции, с другой – данные по бассейнам и хребтам окраинно-континентальной области рифтогенеза.

*Тибетский ороген* представлен террейнами южной, центральной и северной частей. В Южном Тибете, в террейне Лхаса, во временном интервале 94–42 млн лет назад формировался крупный надсубдукционный гранитоидный батолит Гангдес. В интервале 65–37 млн лет назад изливались лавы Линзизонг основного–среднего состава ( $\text{SiO}_2=45\text{--}60$  мас. %), сопровождавшиеся в интервале 62–45 млн лет назад внедрением расплавов среднего–кислого состава ( $\text{SiO}_2=60\text{--}75$  мас. %). Около 24–22 и 13 млн лет назад проявились фазы высоко- и ультракалиевого базальтового магматизма, а 17–15 млн лет назад – низкокалиевого. В интервале от 26 до 8 млн лет назад имел место вулканизм среднего–кислого состава. В Центральном Тибете, в террейне Кьянганг, кайнозойский базальтовый вулканизм начался одновременно с вулканизмом Южного Тибета, но его эволюция была иной. Во временном интервале 65–44 млн лет назад в западной части террейна извергались низкокалиевые базальты. В интервале 51–39 млн лет назад проявился гранитный магматизм. В восточной части террейна магматизм начался 50–45 млн лет назад. Пик высоко- и ультракалиевого магматизма пришелся на интервал 41–32 млн лет назад с последующим пространственным смещением в западную часть террейна в интервале 31–24 млн лет назад. В Северном Тибете, в террейне Сонгпан–Ганзи, первые признаки магматизма имели место 19–17 млн лет назад. Магматизм среднего–кислого состава проявился ~19, 14.5–5.0 и <3 млн лет назад. Магматизм этой территории связывается с развитием краевой части Тибетского



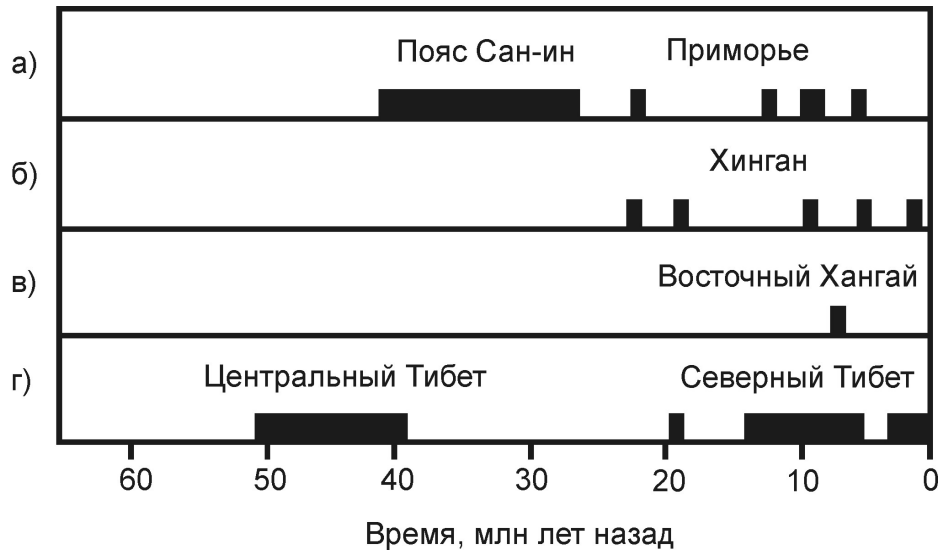
плато [4].

В *Восточном Хангае* нами обнаружены производные плавления коры – натровые трахиандезиты и трахиандезибазальты, залегающие в основании разреза вулканической толщи осевой части хребта, расчлененного верховьями бассейна р. Орхон-Гол. Здесь вулканические породы разделяются по составу на четыре группы: 1) верхнемиоценовых натровых трахиандезитов и пространственно связанных с ними высококалийных базальтов (возраст ~7–6 млн лет), 2) высококалийных базальтов (возраст 5.5–5.4 млн лет), 3) плиоценовых умереннокалийных базальтов (возраст ~3.6 млн лет) и 4) позднплейстоценовых умереннокалийных базальтов (возраст ~38–35 тыс. лет). Установленные соотношения изотопных компонентов магматических расплавов во времени характеризуют процесс орогенеза – утолщение литосферы и ее деламинацию [4]. Сначала, в интервале 35–18 млн лет назад, поднятие территории было авулканичным. После раннемиоценовой перестройки магматической системы в Долине Озер произошло первое вступление вулканизма около 17 млн лет назад. С этого времени почти постоянно действовал обогащенный источник надслэбового типа. В интервале 17–11 млн лет назад его активность сочеталась с активностью обедненного слэбового источника, а после позднемиоценовой перестройки магматической системы (т.е. ~7–6 млн лет назад) – с активностью корового источника. В последние 3.6 млн лет расплавный материал поступал исключительно из надслэбового источника. Трахиандезиты с доминировавшим коровым компонентом фазы извержений ~7–6 млн лет назад были натровыми. Начало деламинации утолщенной части литосферы сопровождалось плавлением изотопно-обогащенного материала в ее подошве, находившейся в равновесии с подстилающим надслэбовым материалом. Предполагается, что отрыв блока от подошвы утолщенной литосферы и его погружение в основание конвектирующей системы привели к возникновению противотока от слэба, материал которого воздействовал на подошву литосферы. Соответственно, в интервале 5.5–4.8 млн лет назад была представлена литосферная составляющая в смеси с коровым компонентом. Процесс деламинации завершился релаксацией и утонением литосферы над образовавшейся надслэбовой линзой.

Подобно Тибету, территория *Южного Приморья и отделившиеся от окраины Японские о-ва* служили областью эпизодического развития корового магматизма на протяжении позднего мела и кайнозоя. Интенсивное плавление коры континентальной окраины имело место в интервале 34–32 млн лет назад (риолиты и дациты краскинского комплекса, граниты кальдерного комплекса Хамада во внутренней зоне Юго-Западной Японии) [9]. Этот интервал соответствует середине интервала магматической активности в поясе Сан-ин 41–26 млн лет назад [8]. В Синеутесовской впадине риолиты залегают в основании одноименной свиты с K–Ar датировкой  $22 \pm 1$  млн лет [1]. В позднем кайнозое на Шуфанском и Шкотовском вулканических полях чередовались извержения высокощелочных (высококалийных) базанитовых, щелочно-базальтовых, андезибазальтовых, андезитовых и трахиандезитовых лав. Выделяются три цикла извержений лав низкокалийного состава – андезибазальтов и базальтов: 1) 13.3–12.3, 2) 10.0–8.2 и 3) ~6 млн лет назад [10].

В *Малом Хангае* установлены эпизоды ранних извержений андезитов и андезибазальтов 22.6–22.1 и  $18.6 \pm 0.4$  млн лет назад (данные В.С. Приходько и К. Сато). В западных отрогах *Большого Хангана*, на востоке Монголии, вулканический покров бассейна р. Халхин-Гол по геоморфологическому положению на цокольной террасе р. Нумрэгин-Гол отнесен к плиоцену-квартеру [5]. По данным В.В. Кепежинская [2], лавы представлены контрастной ассоциацией щелочных и толеитовых пород. Преобладают толеитовые андезиты с подчиненным значением трахибазальтов, базанитов и гавайитов.

Нами изучен разрез вулканического покрова по профилю в направлении с юго-востока на северо-запад через долину р. Нумрэгин-Гол (координаты окончаний профиля:  $46^{\circ}56.916'$  с.ш.,  $119^{\circ}26.338'$  в.д.;  $47^{\circ}01.844'$  с.ш.,  $119^{\circ}22.658'$  в.д.). Подошва покрова находится на 20–30 м выше тальвега реки. Толща сложена андезибазальтами, разделяющимися по химическому составу на два пакета. В лавах основания нижнего пакета обнаружены включения вулканических стекол. Мощность нижнего пакета в обнажениях составляет до 80 м, верхнего – до 50 м. Верхний пакет занимает неровности рельефа, выработанного в породах нижнего пакета. Концентрации  $K_2O$  варьируются в лавах нижнего пакета в интервале 0.26–0.34 мас. % и слегка повышаются (до интервала 0.46–0.51 мас. %) во включениях стекол. В верхнем пакете концентрации  $K_2O$  возрастают до интервала 0.58–0.91 мас. %.



Сопоставление эпизодов корового магматизма в горных системах Азии: *а-б* – растягивающейся континентальной окраины: *а* – вблизи межплитной границы, *б* – во внутренней части континента; *в-г* – сжимающихся орогенов: *в* – вблизи межплитной границы, *г* – во внутренней части континента.

На юго-восточном продолжении монгольской части Халхингольского поля, в пограничном районе Китая (район Учугоу), лавы имеют толеитовый состав, а несколько севернее этого района, в Аршане Тианчи, – щелочно-оливин-базальтовый. На юго-восточном (китайском) продолжении Халхингольского поля, в районе Учугоу, для толеитовых лав ( $K_2O=0.29-0.80$  мас. %) получены верхнемиоценовые К–Аг датировки  $8.93\pm 0.64$  млн лет и  $9.94\pm 0.63$  млн лет, а для щелочного оливинового базальта – среднеплейстоценовая датировка  $0.340\pm 0.203$  млн лет [6]. Для образца MN–10–1667 с концентрацией калия 0.58 мас. %, отобранного из основания верхнего пакета р. Нумрэгин-Гол, получен возраст  $1.5\pm 0.1$  млн лет, а для образца MN–10–1681 с концентрацией калия 0.80 мас. % из его кровли – меньшее значение –  $1.1\pm 0.1$  млн лет. Для образца MN–10–1682 с низкой концентрацией  $K_2O$  (0.31 мас. %) из нижнего пакета р. Нумрэгин-Гол получена К–Аг датировка  $5.3\pm 1.2$  млн лет, для образца MN–10–1667 из основания верхнего пакета с концентрацией  $K_2O=0.70$  мас. % – плейстоценовая датировка  $1.5\pm 0.1$  млн лет, а для образца MN–10–1681 из кровли верхнего пакета с концентрацией  $K_2O=0.96$  мас. % – более молодая датировка –  $1.1\pm 0.1$  млн лет [4]. Концентрации  $K_2O$  возросли в андезибазальтах, извержения которых предшествовали среднеплейстоценовым извержениям щелочных базальтов и базанитов.

В целом толеитовые (андезибазальтовые) извержения Халхингольского поля имели место во временном интервале от 9.9 до 1.1 млн лет назад и сменялись щелочно-базальтовыми 0.34 млн лет назад. Общий интервал вулканической активности Халхингольского поля сопоставим с интервалом вулканической активности поля Келуо, расположенного на северном замыкании впадины Сунляо и зажатою между Большим и Малым Хинганом. На этом поле к выплавкам из коры могут относиться трахиандезиты вулкана Мухенаншан, извергавшегося 9.6 млн лет назад [11].

На рисунке приведено общее сопоставление эпизодов извержений коровых выплавов. Мы обращаем внимание на тенденцию их асинхронного проявления в среднем кайнозое: в Центральном Тибете – 51–39 млн лет назад, в поясе Сан-ин Юго-Западной Японии – 41–26 млн лет назад. В позднем кайнозое, в течение последних 23 млн лет, эпизодический (циклический) характер извержений коровых выплавов проявился и в Приморье, и в Хингане. В Северном Тибете начиная с 19 млн лет назад коровый магматизм в общем имел нерегулярный характер. В Восточном Хангае магматизм этого типа выражен коротким импульсом около 7–6 млн лет назад, явившимся результатом направленной эволюции глубинных процессов, сопровождавших

деламинацию утолщенной литосферы орогена. Выявленное несоответствие эпизодов корового магматизма в орогенах, формирующихся в обстановке сжатия и в бассейнах и хребтах, формирующихся в обстановке растяжения, служит отражением различного хода динамических процессов.

Работа выполнена при финансировании РФФИ (проект 12–05–31175мол\_а).

- [1] *Брандт И.С., Рассказов С.В., Попов В.К. и др.* Калиевая специфика базальтов Синеутесовской впадины: геохимические корреляции и проблемы калий–аргонового датирования (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 75–89.
- [2] *Кепежинская В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 311 с.
- [3] *Рассказов С.В., Чувашова И.С.* Выражение процессов Индо-Азиатской конвергенции в кайнозойской магматической динамике Центральной Монголии // Современное состояние наук о Земле: Международная конференция, посвященная памяти Виктора Ефимовича Хаина. М.: Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 1548–1552.
- [4] *Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др.* Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозойе Азии. Новосибирск: «Гео», 2012 (в печати).
- [5] *Селиванов Е.И.* Неотектоника и геоморфология МНР. М.: Недра, 1972. 296 с.
- [6] *Liu J., Han J., Fyfe W.S.* Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in Northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 385–401.
- [7] *Logatchev N.A., Rasskazov S.V., Ivanov A.V.* Late Cenozoic tectonic and volcanic episodisity in the Baikal rift system: Comparisons with southern and eastern margins of the Eurasian plate // 30th International Geological Congress Abstracts. Beijing, China, 1996. V. 1. P. 245.
- [8] *Matsuura H.* Radiometric ages of Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks in central San'in region, Southwest Japan // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 1989. V. 40. P. 479–495.
- [9] *Rasskazov S., Taniguchi H.* Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia // CNEAS Monograph Series No. 21. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.
- [10] *Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S.* Radiogenic isotopes in geologic processes. Dordrecht: Springer, 2010. 306 p.
- [11] *Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al.* Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // Journal of Petrology. 1995. V. 36, № 5. P. 1275–1303.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО- МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

*Е.Ю. Рыцк\**, *А.Б. Котов\**, *В.П. Ковач\**, *Е.Б. Сальникова\**, *А.А. Андреев\*\**,  
*С.Д. Великославинский\**, *Е.В. Толмачева\**, *С.З. Яковлева\**, *А.М. Федосеенко\**

\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, EYrYtsk@geogem.spb.ru

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

Кичерская зона Северо-Байкальского сегмента Байкало-Муйского пояса расположена между Сибирским кратоном и раннебайкальской Анамакит-Муйской зоной БМП. К настоящему времени лучше всего изучена юго-западная часть этой зоны. Основные черты ее геологического строения определяются структурными элементами, связанными со сдвиговыми зонами различной ориентировки, которые относятся, по крайней мере, к двум возрастным группам. В ходе их формирования произошло образование системы сложнодеформированных тектонических пластин различной мощности, сложенных метаосадочными и метавулканическими породами нюрндуканской (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, биотитовые, биотит-амфиболовые и гранат-биотитовые гнейсы) толщи, а также разнообразными по составу магматическими породами – высокотитанистыми субщелочными метагаббро, гнейсо-диоритами, гнейсоплагиогранитами и, наконец, гнейсогранитами старобайкальского комплекса.

Гнейсограниты старобайкальского комплекса образуют несколько крутозалегающих тектонических пластин, видимая мощность которых достигает 1 км. Они содержат ксенолиты амфиболитов, амфиболовых и гранат-биотитовых гнейсов. Морфологические особенности акцессорного циркона из гнейсогранита рассматриваемого комплекса свидетельствуют об его магматическом происхождении, а его возраст составляет  $755 \pm 15$  млн лет (U-Pb метод по циркону).

К настоящему времени мы можем судить о возрасте протолитов метаморфических пород нюрндуканской толщи только на основании следующих данных:

1. Плагиограниты, слагающие тектонические пластины и линзы, залегающие среди метаморфических пород рассматриваемой толщи, имеют возраст  $650 \pm 2$  млн лет (U-Pb метод по циркону [1]).

2. Для эндербитов, жильные тела которых пересекают наиболее ранние из распознаваемых структурных элементов в породах нюрндуканской толщи и совместно с ними подвергаются наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям, получена оценка возраста  $617 \pm 5$  млн лет (U-Pb метод по циркону [2]).

Для того чтобы более точно оценить возраст нюрндуканской толщи, выполнены геохронологические исследования (LA-ICPMS) амфиболитов и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования гранат-биотитовых гнейсов. Кроме того, получены данные о возрасте (U-Pb метод по циркону) метагаббро и гнейсо-диоритов, а также гранитов нижнеангарского комплекса, становление которых завершает структурную эволюцию юго-западной части Кичерской зоны.

Акцессорные цирконы, выделенные из амфиболитов (высокотитанистых субщелочных метабазальтов или метадолеритов), имеют как магматическое, так и метаморфическое происхождение. Первые характеризуются присутствием расплавных, а вторые – флюидных включений. Полученные для них оценки возраста ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) не различаются в пределах погрешности метода и находятся в интервале  $640 \pm 12$  –  $614 \pm 12$  млн лет. Гранат-биотитовые гнейсы нюрндуканской толщи характеризуются оценками Nd модельного возраста 0.9–1.2 млрд лет. Акцессорные цирконы из высокотитанистого субщелочного метагаббро, гнейсо-диорита и гранита нижнеангарского комплекса имеют магматическое происхождение, а их возраст составляет соответственно  $620 \pm 2$ ,  $641 \pm 4$  и  $581 \pm 2$  млн лет.

Полученные данные позволяют сделать следующее заключение:

1. Возраст протолитов метаморфических пород нюрндуканской толщи юго-западной части Кичерской зоны находится в интервале 0.9–0.6 млрд лет. Они испытали структурно-

метаморфические преобразования, соответствующие по крайней мере двум эпизодам метаморфизма:  $650 \pm 2$  –  $620 \pm 2$  и  $617 \pm 5$  –  $581 \pm 2$  млн лет.

2. Не исключено, что в геологическом строении юго-западной части Кичерской зоны принимают участие метаморфические и магматические образования ранне- и позднебайкальского возраста. К первым из них относятся гранитоиды старобайкальского комплекса, а ко вторым – вулканические и (или) субвулканические породы и, возможно, осадочные породы нюрндукуканской толщи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-00616, 10-05-00713, 11-05-92003) и Фонда развития отечественной геологии.

- [1] *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Гусева В.Ф., Яковлева С.З.* О возрасте «муйских» гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Доклады Академии наук. 1995. Т. 343, № 5. С. 673–676.
- [2] *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 Академии наук. 2000. Т. 371, № 5. С. 652–654.

## U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

*Е.Ю. Рыцк\**, *А.Б. Котов\**, *Е.Б. Сальникова\**, *В.П. Ковач\**, *С.Д. Великославинский\**,  
*А.А. Андреев\*\**, *И.А. Алексеев\*\*\**, *С.З. Яковлева\**, *А.М. Федосеенко\**

\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ERYtsk@geogem.spb.ru

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

\*\*\*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

До недавнего времени многофазные габбро-диоритовые, габбро-диорит-тоналитовые и габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии Байкало-Муйского пояса (БМП) традиционно относились к раннепротерозойскому муйскому комплексу [1]. В результате выполненных к настоящему времени геохронологических исследований (U-Pb метод по циркону) установлено, что гранитоиды муйского комплекса Анамакит-Муйской зоны Муйского сегмента БМП имеют возраст  $812 \pm 19$  млн лет [2], а габброиды Таллаинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса в Каралон-Мамаканской зоне Муйского сегмента БМП –  $604 \pm 17$  млн лет [3]. Это дает все основания полагать, что становление многофазных габбро-диоритовых, габбро-диорит-тоналитовых и габбро-диорит-гранодиоритовых интрузий БМП связано с разными этапами его геологического развития. Для того чтобы уточнить существующие представления об их возрасте, выполнены U-Pb геохронологические исследования диоритов габбро-диоритовых интрузий Кичерской зоны Северо-Байкальского сегмента БМП, а также гранодиоритов Таллаинского массива.

В пределах Северо-Байкальского сегмента БМП к муйскому комплексу относят габбро, габбро-диориты и диориты Кичерской зоны, которые слагают протяженные (до 15 км) тектонические пластины мощностью до 4 км, залегающие среди метаморфических пород нюрундуканской толщи в районе устья р. Холодной. Морфологические особенности акцессорного циркона, выделенного из пробы диорита Кичерской зоны, отобранной в правом борту руч. Акукан, свидетельствуют об его кристаллизации из расплава. Для него получена конкордантная оценка возраста  $641 \pm 4$  млн лет.

Для U-Pb геохронологических исследований Таллаинского габбро-диорит-гранодиоритового массива использована проба гранодиорита, отобранная в районе нижнего течения р. Каралон. Акцессорный циркон, выделенный из этой пробы, имеет магматическое происхождение, а его конкордантный возраст составляет  $605 \pm 6$  млн лет, что в пределах погрешности совпадает с оценкой возраста  $604 \pm 17$  млн лет [3], полученной для габбро рассматриваемого массива.

Таким образом, полученные геохронологические данные позволяют выделить в пределах БМП раннебайкальский габбро-диорит-тоналитовый комплекс ( $812 \pm 19$  млн лет, Анамакит-Муйская зона Муйского сегмента БМП), позднебайкальский «акуканский» габбро-диоритовый комплекс ( $641 \pm 4$  млн лет, Кичерская зона Северо-Байкальского сегмента БМП) и, наконец, позднебайкальский «таллаинский» габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ( $605 \pm 6$  млн лет, Каралон-Мамаканская зона Муйского сегмента БМП).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-00616, 10-05-00713, 11-05-92003) и Фонда развития отечественной геологии.

[1] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964; 1967. Т. 1. 516 с. Т. 2. 700 с.

[2] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.

[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 Академии наук. 2007. Т. 415, № 4. С. 535–538.

## ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ В ПРЕДЕЛАХ МУШУГАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ): ИЗОТОПНЫЕ (Sr, Nd, Pb) И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

*В.М. Саватенков\**, *Е.А. Кудряшова\*\**, *В.В. Ярмолюк\*\**,  
*А.М. Козловский\*\**, *З.Б. Смирнова\**

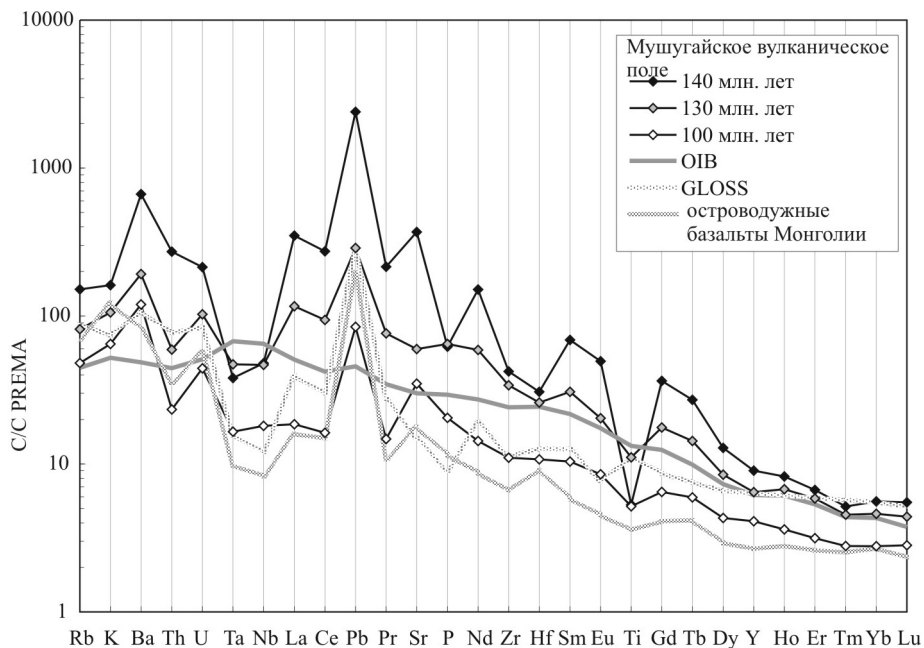
\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

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

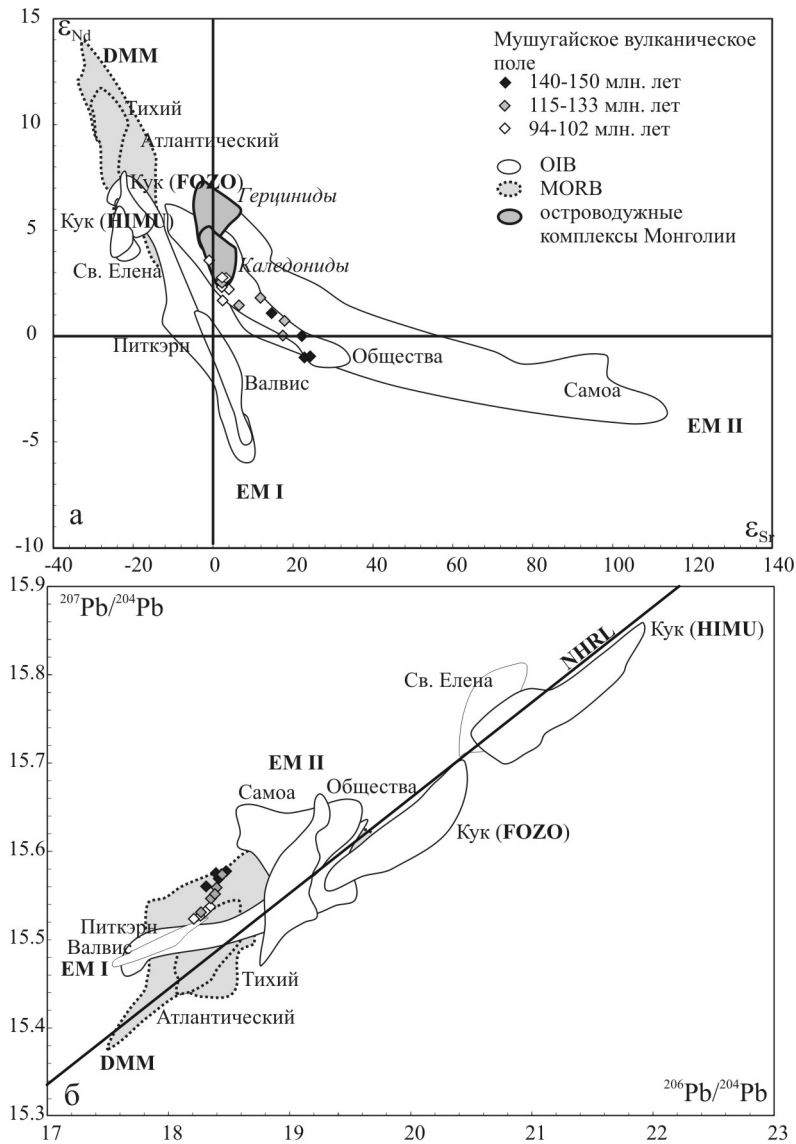
Мушугайское вулканическое поле (МВП) расположено в восточном окончании Гоби-Алтайской горной цепи и сложено лавовыми потоками, экструзиями, лавовыми куполами и дайками, варьирующимися по составу от базальтов до риолитов.

В пределах Мушугайского поля выделяются три вулканические ассоциации. Породы наиболее ранней вулканической ассоциации отвечают возрасту 140–150 млн лет и представлены преимущественно трахитами, латитами, реже риолитами. В пределах северного участка МВП ранняя ассоциация также представлена дайками щелочных сиенитов, карбонатитов, базальтами щелочного ряда (базаниты, меленефелиниты, тефриты). Породы следующего этапа отвечают возрасту 115–133 млн лет и представлены ассоциацией базальтов, трахитов и риолитов. Вулканические комплексы наиболее позднего этапа – 94–102 млн лет – представлены лавовыми куполами базальтов-трахиандезиобазальтов и расположены только в пределах северного участка МВП.

Вулканиты самой ранней возрастной группы, представляющие наиболее щелочную ассоциацию, также характеризуются наиболее высоким содержанием несовместимых элементов и наиболее высоким содержанием легких РЗЭ относительно тяжелых (рис. 1). Относительное



**Рис. 1. Спайдердиаграмма.** Средний состав редких элементов для OIB взят из [2]. Средний состав океанических осадков (GLOSS) взят из [1]. Состав редких элементов в базальтах из островодужного комплекса Монголии взят из неопубликованных данных.



**Рис. 2.** *a* – диаграмма в координатах  $\epsilon Sr$ – $\epsilon Nd$ ; *б* – диаграмма в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ . Поля составов для OIB и MORB взяты из базы данных GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/Start.asp>). Поля составов вулканитов герцинского и каледонского террейнов Монголии взяты из неопубликованных данных.

распределение редких элементов в базитах первой имеет сходный характер с распределением редких элементов в островодужных базальтах, а также океанических осадках [1] (рис. 1). Следовательно, наиболее вероятным источником щелочных вулканитов ранней ассоциации является пироксенит – результат метасоматического взаимодействия литосферной мантии и продукта плавления литосферы в субдукционной обстановке. Изотопные характеристики Sr, Nd и Pb в вулканитах щелочной серии наиболее близко отвечают обогащенному источнику типа EMII (рис. 2). При этом низкие значения  $\epsilon_{Nd}$  (–1) указывают на достаточно древний возраст мантийного источника этих пород (>1 млрд лет), существенно превышающий возраст вмещающей литосферы. Соответственно, обогащенный источник щелочных пород МВІІ представляет собой рециклированное вещество литосферы.

По мере снижения возраста вулканических ассоциаций наблюдается уменьшение щёлочности пород, снижение содержания редких несовместимых элементов. Изотопные характеристики Sr, Nd и Pb при этом смещаются в область составов деплетированной мантии (рис. 2).



Базальты наиболее молодой ассоциации (94–102 млн лет) по своим изотопным и геохимическим характеристикам в наибольшей степени отвечают продуктам плавления деплетированной мантии перидотитового состава.

Последовательное изменение геохимических и изотопных характеристик в вулканиках МВП со временем отражает возрастающую степень плавления мантии, в ходе которого в составе источника расплавов возрастала роль перидотитовой мантии на фоне истощения пироксенитового компонента.

Особенности относительного распределения редких элементов во всех группах вулкаников (минимум Ta, Nb и Ti) указывают на присутствие в плавящемся субстрате амфибола, который является стабильным в присутствии воды. Наличие в составе раннего вулканического комплекса даек карбонатитов указывает на то, что помимо воды в состав источника щелочных пород наиболее ранней ассоциации входил углекислый компонент.

Модельная оценка условий плавления методом инверсионного моделирования [3], проведенная для базальтов наиболее молодой ассоциации, указывает на то, что расплавы формировались при плавлении амфиболсодержащего перидотита в области стабильности граната. Результаты модельной оценки указывают на хорошее соответствие содержания редкоземельных и высокозарядных элементов в базальтах самой поздней ассоциации модели плавления перидотита. При этом отмечается заметное обогащение источника базальтов мобильными элементами: Rb, Ba, P, Pb, Sr, U. Таким образом, результаты изотопно-геохимического изучения базальтов третьей группы, а также модельных оценок условий формирования базальтовых расплавов позволяют говорить о том, что их источником является частично метасоматизированная перидотитовая мантия.

Результаты проведенных исследований позволяют сказать, что формирование вулканических ассоциаций в пределах МВП происходило за счет последовательного плавления рециклированного вещества литосферы, представляющей собой ассоциацию пироксенитов (пироксенитовых жил), содержащих воду и CO<sub>2</sub>, и вмещающих их частично метасоматизированных амфиболсодержащих перидотитов.

- [1] *Plank T., Langmuir C.H.* The chemical compositions of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology*. 1998. V. 145. P. 325–394.
- [2] *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
- [3] *McKenzie D., O’Nions R.K.* Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentration // *Journal of Petrology*. 1991. V. 32. P. 1021–1091.

## КАРБОНАТИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

*В.Б. Савельева, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов*

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

В 60-е годы прошлого столетия геологами Иркутской геологосъемочной экспедиции в Западном Прибайкалье среди метаморфических пород харгитуйской (хулуртуйской) свиты раннего протерозоя были обнаружены породы с повышенной радиоактивностью. Эти породы слагали маломощные пластообразные тела, состоящие из карбоната с существенными примесями биотита и апатита. Анализ химического состава показал повышенные концентрации в них цериевых РЗЭ, Sr, P, Zr.

Мы предположили, что эти карбонатные тела могут быть карбонатитами, и в полевой сезон 2012 г. обследовали несколько их выходов. Все они располагаются в пределах выступа фундамента Сибирской платформы, представляющего собой блок метаморфических пород амфиболитовой фации раннего протерозоя – биотитовых, амфибол-биотитовых, амфиболовых гнейсов и амфиболитов с маломощными прослоями мраморов. Метаморфические породы интенсивно мигматизированы и прорываются гранитами кочериковского комплекса раннего протерозоя и многочисленными дайками габбро-диабазов северо-восточного простирания. Возраст габбро-диабазов отвечает интервалу 700–800 млн лет [1].

Карбонатитоподобные породы встречаются в виде обломков среди интенсивно метасоматически измененных метаморфических пород, гранитоидов и диабазов. Расстояние между их крайними выходами составляет 10 км. По внешнему виду это плотные, крепкие породы от светло-серого до коричневого цвета, иногда полосчатого облика, от мелкозернистых равномерно-зернистых до порфириовидных. Порфириовые вкрапленники представлены слюдой диаметром до 6–8 мм и апатитом величиной до 5 мм. Полосчатость обусловлена чередованием равномерно-зернистых и порфириовидных разностей; мощность прослоев от нескольких миллиметров до 2 см, границы полос ровные или заливообразные. Судя по размерам обломков, мощность пород не превышала 10 см.

В первом проявлении карбонатитоподобная порода сложена доломитом (?), который содержит включения апатита, альбита и рудного минерала. Во втором проявлении породы сложены кальцитом, содержащим зональные включения Fe-Mg слюды, апатита, рудного и недиагностированного акцессорного минерала. В некоторых шлифах среди карбоната отмечаются мелкие обособления кварц-альбитового состава. Вдоль отдельных зон проявлена мусковитизация, но в целом порода несет лишь слабые следы наложенной деформации. В третьем проявлении карбонатные дайкообразные породы имеют неотчетливо сланцеватый облик. Они сложены доломитом (?) с включениями рудного минерала, биотита и щелочного амфибола, который развивается по биотиту, либо доломитом (?) и обильным рутилом. Породы содержат также примесь альбита, а на отдельных участках подверглись окварцеванию.

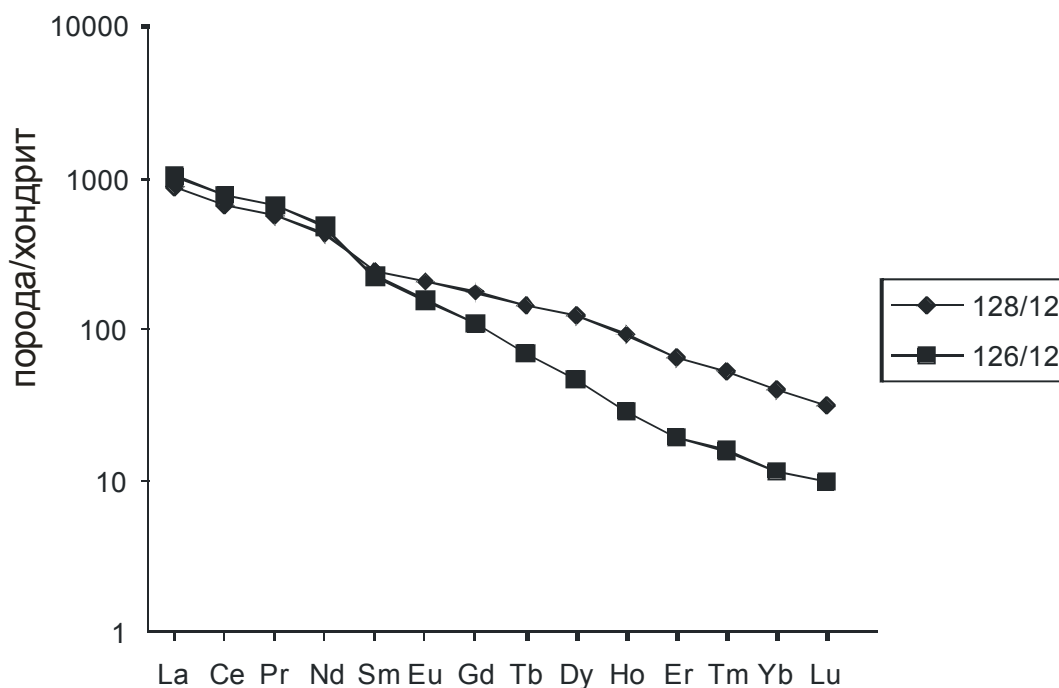
Особенностью геологического строения рассматриваемого блока является широкое проявление в его пределах Na-метасоматоза, выражающегося в рибекитизации гнейсов, мигматитов и гранитов, а также накладывающегося на дайки диабазов. Как отмечено выше, щелочной амфибол отмечается и в карбонатитоподобных породах, где является более поздним по отношению к биотиту. В катаклазированных гнейсах и гранитах, вмещающих карбонатитоподобные породы, проявлена также интенсивная карбонатизация и отмечаются жилы крупнозернистого кальцита.

Анализы двух проб апатит-биотит-кальцитовых пород методом ICP-MS показали высокие содержания в них TR<sub>Сe</sub>, Sr, Nb, Zr, Y, Zn, V, Ni, Co, повышенные Ta, W, Th, U (таблица). Для лантаноидов характерны резко дифференцированные спектры (La/Yb)<sub>N</sub>=23–86 и отсутствие европиевой аномалии (рисунок).

**Редкоэлементный состав карбонатитоподобных пород Западного Прибайкалья**

Элементы, <i>ppm</i>	126/12	128/12	Элементы, <i>ppm</i>	126/12	128/12
V	141	267	Pr	89.7	76.4
Cr	48	82	Nd	338.9	297.0
Co	27	35	Sm	52.3	56.3
Ni	51	83	Eu	13.3	17.7
Cu	68	69	Gd	33.3	54.2
Zn	162	213	Tb	3.98	8.38
Ga	15.6	13.1	Dy	17.5	46.6
Ge	2.22	1.96	Ho	2.44	7.94
Rb	51.1	61.4	Er	4.77	15.99
Sr	3653	1492	Tm	0.56	1.89
Y	60	207	Yb	2.86	9.73
Zr	715	491	Lu	0.38	1.19
Nb	252	252	Hf	14.12	11.02
Mo	0.79	4.03	Ta	11.04	11.01
Sn	3.1	3.8	W	3.1	9.43
Cs	2.1	3.9	Tl	0.35	0.33
Ba	589	285	Pb	16.8	23.3
La	375.4	325.5	Th	25.9	134.6
Ce	737.6	635.1	U	7.26	13.23

Примечание. Анализы выполнены в ЦКП ИНЦ СО РАН С.В. Пантевой.



**Нормированные [2] спектры РЗЭ карбонатитоподобных пород.**

Геохимические данные дают основание полагать, что эти породы (по крайней мере, апатит-биотит-кальцитовые) могут являться жильными карбонатитами. Дальнейшие исследования будут направлены на детальное изучение этих пород. Следует отметить, что по геологической позиции (приуроченность к краевой части выступа фундамента платформы, локализация в зоне разломов краевого шва Сибирской платформы, тесная пространственная ассоциация с дайками

рифейских габбро-диабазов), а также по характеру проявления (дайкообразные маломощные тела) рассматриваемые породы очень сходны с карбонатитами Северного Забайкалья [3].

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр 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] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- [3] Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И. Карбонатиты участка Веселый (Северное Забайкалье) // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск–Улан-Удэ: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. С. 267–292.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧАРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА: ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

*И.Ю. Сафонова, Е.В. Курганская, В.А. Симонов*

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

Чарский офиолитовый пояс расположен в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), крупнейшего в мире аккреционного орогена, который развивался на протяжении более 800 млн лет [1]. Чарский пояс сформировался на поздних этапах закрытия Палеоазиатского океана в результате коллизии Казахстанского и Сибирского континентов. Он граничит с двумя палеозойскими островодужными террейнами: Жарма-Саурским на западе и Рудно-Алтайским на востоке [2]. Изучение вулканических пород Чарского офиолитового пояса имеет важное значение для реконструкции геодинамической истории западной части ЦАСП, включающей обширные складчатые области Восточного Казахстана, Юго-Западной Сибири, Северо-Восточного Китая и Западной Монголии.

В составе Чарского офиолитового пояса различают три типа серпентинитового меланжа с фрагментами океанической литосферы, аккреционных комплексов и островных дуг. Раннепалеозойский субдукционный меланж 1-го типа содержит блоки высокобарических метаморфических пород, таких как эклогиты, габбро и базальты, погруженные в серпентинитовый матрикс. Ордовикский офиолитовый меланж 2-го типа содержит блоки и чешуи пород океанической литосферы, включающие океанические осадки, серпентинизированные перидотиты, габбро и амфиболиты. Позднекарбонный–раннепермский меланж 3-го типа содержит фрагменты меланжей 1-го и 2-го типа и фрагменты позднепалеозойской океанической коры [3].

В работе рассматриваются два типа вулканитов в составе Чарского офиолитового пояса. Вулканические породы первого типа (океанические) входят в состав меланжа 3-го типа и ассоциируют с океаническими осадками, кремнями, карбонатами. Они являются частью аллохтонных толщ по С.Ю. Беляеву [4], возраст которых по микропалеонтологическим данным варьируется от позднего девона до раннего карбона [5, 6]. Вулканиты второго типа, автохтон по [4], ассоциируют с терригенными породами (граувакки).

Океанические вулканиты включают три группы базальтов. Базальты 1-й группы ассоциируют с кремнями, имеют средние концентрации  $TiO_2$  (1.4–1.6 мас. %) и характеризуются относительно плоскими спектрами  $P3Э$ ,  $Zr/Nb_{cp.}=42$  и  $\epsilon Nd_{cp.}=6.3$ . Они образовались при высоких степенях плавления из деплетированного мантийного источника, вероятно, в условиях срединно-океанического хребта. Базальты 2-й группы ассоциируют с кремнями и карбонатами и имеют более высокие  $TiO_2$ ,  $Hf$ ,  $Y$ ,  $Zr$  и  $P_2O_5$ , чем базальты 1-й группы, плоские спектры  $P3Э$ ,  $\epsilon Nd_{cp.}=8.3$  и  $Zr/Nb=44$ . Базальты 2-й группы образовались из деплетированного мантийного источника при более низких степенях плавления, чем базальты 1-й группы, и, вероятно, в условиях погружающегося океанического плато. Базальты 3-й группы обогащены несовместимыми элементами, имеют низкие  $Zr/Nb$  отношения ( $\sim 9$ ) и низкий  $\epsilon Nd_{cp.}=4.6$ . Они образовались при низких степенях плавления гетерогенного мантийного источника на уровне шпинелевой и гранатовой фаций, т.е. соответствуют базальтам океанических островов, образованных в связи с действием мантийного плюма [6].

Вулканиты второго типа представлены толеитовыми и известково-щелочными базальтами, андезибазальтами и андезитами. Соотношения  $FeO$ ,  $MgO$  и  $TiO_2$  предполагают две магматические серии: высоко-Fe толеитовую и низко-Fe известково-щелочную. Для пород обеих серий характерны отрицательные Nb-Ta аномалии на редкоэлементных спектрах. Толеитовые разности менее обогащены LREE, чем известково-щелочные, и имеют более низкие содержания Nb и Th:  $(La/Yb_N)=1.1$  и  $3.0$ ,  $Nb=0.65$  и  $3.93$ ,  $Th=0.54$  и  $1.86$  соответственно. Расчеты на основе состава расплавных включений в клинопироксенах (программа Petrolog) показали, что первичные расплавы были произведены при температуре 1350–1530 °C и давлении 14–26 кбар, что соответствует глубине 50–95 км. Эволюция расплавов при кристаллизации пород происхо-

дила в диапазоне температур 1150–1190 °С [7]. Составы вулканитов и включений в клинопироксенах предполагают их формирование в условиях активной континентальной окраины или островной дуги.

Для определения возраста вулканитов 2-го типа было проведено U-Pb датирование методом LA ICP MS (в институте AIST Геологической службы Японии) магматических цирконов, отобранных из толеитового базальта и микрогаббро. Полученные результаты показали широкий разброс значений – от 500 до 2000 млн лет. Самые молодые датировки получены на уровне 500 и 600 млн лет (конкордантные данные), что, вероятно, отражает возраст их кристаллизации в магматическом расплаве и соответственно возраст самих вулканических пород. Большая часть значений для обоих образцов попадает в интервал 1100–1400 млн лет и предполагает захват рециклированных цирконов из пород общего древнего основания.

В более ранних работах по Чарскому офиолитовому поясу раннепалеозойские островодужные или окраинно-континентальные вулканиты не рассматривались. Позднеордовикские глаукофановые сланцы были упомянуты в [3], а в работе [8] были представлены Ag-Ag данные для пород высоких давлений (голубые сланцы, эклогиты), которые также дали ордовикский возраст постсубдукционного метаморфизма. Но вопрос о существовании соответствующей этим датировкам островной (магматической?) дуги предордовикского возраста оставался открытым. Элементы островной дуги раннепалеозойского возраста описаны в Чингиз-Тарбагатайском сегменте, который соседствует с Чарским офиолитовым поясом на западе, и в Селеты-Степнякском сегменте, который включает известково-щелочные, толеитовые и бонинитовые вулканические породы и расположен на северо-западе [9]. Присутствие разнообразных вулканических пород в Чарском офиолитовом поясе может быть связано с его сложной геологической структурой, сложенной породами более древнего основания и аккретированными более молодыми толщами, позднее деформированными в меланжи и метаморфизованными. Вулканиты островных или магматических дуг, вероятно, образовались из разных мантийных источников с участием расплавов, связанных с субдукцией, которые могли извергаться на позднепротерозойской-раннекембрийской активной окраине Казахстанского континента. Таким образом, Чарский офиолитовый пояс включает позднепротерозойско-раннепалеозойские элементы островной/магматической дуги и позднепалеозойские элементы океанической плиты [6], которые были тектонически совмещены в позднем палеозое в результате коллизии Сибирского и Казахстанского континентов и последующего сдвигообразования [3].

Работы выполнены при поддержке проекта МПГК-ЮНЕСКО № 592 «Образование континентальной коры в Центральной Азии» и проекта РФФИ № 11-05-00543.

- [1] Safonova I., Seltmann R., Kroener A., Gladkochub D., Schulmann K., Xiao W., Kim T., Komiya T., Sun M. A new concept of continental construction in the Central Asian orogenic belt (compared to actualistic examples from the Western Pacific) // Episodes. 2011. V. 34, № 4. P. 186–194.
- [2] Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T. et al. Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altay-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes // Geoscience Journal. 2001. V. 5. P. 203–224.
- [3] Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 655–671.
- [4] Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 117 с.
- [5] Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M. Devonian and Lower Carboniferous radiolaria from the Chara ophiolite belt, East Kazakhstan // News of Osaka Micropaleontologist. 1997. V. 10. P. 27–32.
- [6] Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 49. P. 20–39.
- [7] Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В. Петрогенезис островодужных комплексов Чарской зоны, Восточный Казахстан // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 59–72.
- [8] Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимирова А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. № 4. С. 422–437.
- [9] Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга-континент для палеозойд Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.

## ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ИЗ КОРОВЫХ УНР ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

*А.Ю. Селятицкий, В.В. Ревердатто, Н.А. Селятицкая*

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

Настоящая работа продолжает начатые ранее исследования коровых и мантийных перидотитов коллизионных зон высоких и сверхвысоких давлений.

Общеизвестно, что мантийные перидотиты (Mg-Cr типа) представляют собой реститовую мантию и характеризуются высокими концентрациями Mg, Cr, Ni и низкими концентрациями RЗЭ, Zr, Y и Nb [1]. Тектонические фрагменты таких пород были перемещены с мантийных глубин в верхние слои земной коры и выведены на дневную поверхность в процессах коллизии литосферных блоков и последующей эксгумации в аккреционном клине.

Коровые перидотиты (Fe-Ti тип) имеют более сложную историю развития. Они происходят из ультрабазит-базитовых доколлизийных предшественников низких давлений, которые первоначально находились в земной коре и были существенно метасоматизированы. При субдукции такие метасоматические протолиты вместе с корой погружались на мантийные глубины и подвергались метаморфизму сверхвысоких давлений (УНР) в условиях коэситовой или алмазной субфаций верхней мантии с образованием гранатовых перидотитов [2, 3]. При менее высоких давлениях могли образовываться шпинелевые или гранат-шпинелевые перидотиты [2, 4]. В противовес мантийным, коровые перидотиты (и сопутствующие им пироксениты) обеднены MgO, Cr, Ni и существенно обогащены Fe, Mn, Ti, Al, P, Zr, Y, Nb и RЗЭ.

Такие «валовые» отличия коровых перидотитов находят отражение в составах породообразующих минералов (оливинов, пироксенов, гранатов и шпинелей). Минералы из этих пород характеризуются необычно высокой железистостью, а также весьма низкими концентрациями Ni, Co (оливин) и Cr (пироксены, гранат, шпинель), что не характерно для минералов из ультраосновных пород типичного мантийного происхождения [5–7].

Одним из объектов наших исследований являются коровые гранатовые и шпинелевые ультрабазиты Кокчетавского массива. Нами изучены геохимические особенности минералов из гранатовых перидотитов. Эти породы залегают в виде будинообразного тела совместно с линзами эклогитов в гранат-биотитовых гнейсах и гранат-кианит-мусковитовых сланцах вблизи оз. Кумды-Коль, где находится месторождение коровых микроалмазов. Они состоят из переменных количеств граната, титанклиногумита, оливина и ортопироксена. Гранат является преобладающим минералом (~30–50 об. %), содержание оливина ~20–40 об. %, титанклиногумита – 10–20 об. %. Ортопироксен встречается спорадически, от шлифа к шлифу. Клинопироксен встречается крайне редко и не может считаться типичным минералом для данных пород. Встречаются практически биминеральные титанклиногумит-гранатовые породы (гранатиты) с аксессуарным количеством оливина и ортопироксена. В таких разновидностях содержание граната достигает ~ 80 об. %.

Для всех разновидностей исследуемых кокчетавских ультрабазитов характерно наличие в качестве аксессуарной фазы апатита и ильменита. Апатит не характерен для мантийных перидотитов (как и ильменит). По-видимому, его наличие, как и наличие ильменита, является минералогической особенностью именно корового типа ультрабазитов, что вполне соотносится с общим высоким содержанием FeO (12–14 мас. %), TiO<sub>2</sub> (1.2–1.9 мас. %) и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.19–0.56 мас. %). Низкий уровень этих компонентов в мантийных перидотитах (FeO=4.8–10.15, TiO<sub>2</sub>=0.01–0.27, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.00–0.03 мас. %) не позволяет образовываться этим минералам. Как было показано ранее [5, 6] на примере содержания TiO<sub>2</sub>, эта примесь в мантийных перидотитах практически полностью распределяется между клинопироксеном и ортопироксеном (± шпинель), так что содержание TiO<sub>2</sub> в мантийных пироксенах и шпинелях может оказаться даже выше, чем в аналогичных минералах коровых перидотитов, в которых основным концентратором титана является

ильменит.

Условие образования кокчетавских гранатовых перидотитов: температура 1050 °С при давлении 60 кб [2].

Анализ минералов на редкие земли проводился в трех образцах гранатовых перидотитов в Институте геологии и минералогии СО РАН методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Element с приставкой для лазерной абляции New Wave UP-213. Редкоземельные спектры минералов показаны на рисунке.

*Гранаты.* Анализ литературных данных (> 100 анализов РЗЭ в гранатах) показал, что почти для всех гранатов из мантийных перидотитов коллизионных зон характерен практически одинаковый тип профиля РЗЭ-спектров. Это восходящие (с положительным наклоном) спектры с постепенным плавным возрастанием концентраций от легких РЗЭ к тяжелым. Исключением являются гранаты из перидотитов Жимафанг в террейне Даби-Сулу (В. Китай), для которых при общем положительном наклоне наблюдается волнообразный характер спектра: некоторое повышение концентраций РЗЭ от Lu к Er, затем сильное понижение к Gd и Eu («двухэлементный» минимум), повышение к Sm, затем еще более сильное понижение к Ce и некоторое повышение к La [8].

Гранаты из кокчетавских коровых перидотитов имеют существенные отличия.

1. Они обладают более высокими концентрациями РЗЭ: ~15–50 хондритовых норм для Lu (в мантийных от 1.5 до 15.0, единичные анализы до 18–20);

2. Имеют ровный, платообразный спектр в области средних и тяжелых РЗЭ (от Lu до Sm) с резким обеднением к Ce и La.

3. Спектры имеют Eu минимум, что вообще не характерно для перидотитовых гранатов.

Зональность кристаллов гранатов по редкоземельным элементам проявляется в некотором обеднении краевых частей тяжелыми РЗЭ, при увеличении содержания СаО.

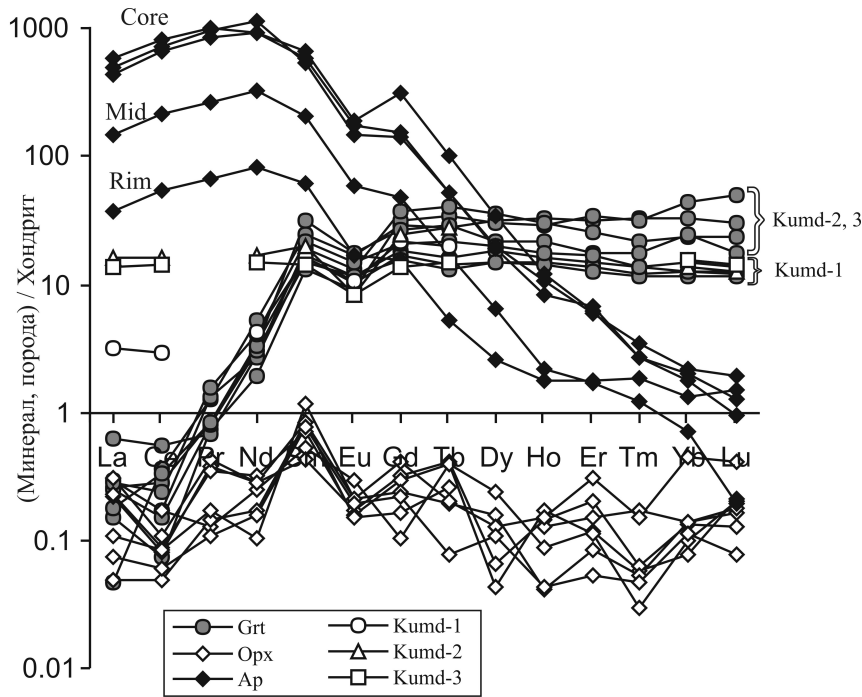
Отметим, что концентрации тяжелых (и средних) РЗЭ в гранате оказались не такими высокими, как ожидалось. Например, в гранате из коровых пироксенитов Кокчетавского массива (участок Енбек-Берлык) уровень концентраций тяжелых (Er-Lu) РЗЭ составляет ~120 хондритовых уровней, притом что валовые концентрации тяжелых РЗЭ в самом пироксените заметно ниже, чем в перидотитах. Такое «заниженное» содержание тяжелых РЗЭ в перидотитовых гранатах Кокчетавского массива объясняется высоким объемным соотношением граната в породе. Например, уровни концентраций тяжелых и средних РЗЭ в гранате из образца Kumd-1 заметно ниже (рисунок), чем в двух других образцах (Kumd-2 и Kumd-3): уровень Lu в ядре граната из обр. Kumd-1 составляет 18 хондритовых норм, тогда как в гранатах (ядра) из обр. Kumd-2 и 3 он составляет 30–50 хондритовых норм. Обр. Kumd-1 представляет собой гранатит с содержанием граната ~ 80 об. %, тогда как в обр. Kumd-2 и 3 содержание граната составляет 30–50 об. %. Таким образом, чем ниже содержание граната в породе, тем выше в нем концентрации РЗЭ, поэтому перидотитовые гранаты (с содержанием в породе 30–80 об. %) содержат существенно меньше тяжелых РЗЭ, чем гранат из пироксенита, которого в породе ~15–20 об. %.

В области средних и тяжелых РЗЭ форма спектров гранатов полностью повторяет форму редкоземельных спектров самих перидотитов, что касается и отрицательной Eu аномалии. Уровни концентраций средних и тяжелых РЗЭ (от Lu до Sm) в гранатах выше, чем в самих перидотитах (12–14 хондритовых уровней). Это вполне закономерно, так как в общий редкоземельный состав породы вносит вклад не только гранат, но также оливин и титанклиногумит (+ ортопироксен, ильменит), обладающие низкими концентрациями всех редкоземельных элементов.

Отметим интересный момент. Перидотиты характеризуются субгоризонтальной формой спектров, т.е. уровень концентраций легких РЗЭ такой же, как средних и тяжелых РЗЭ (рисунок). Единственным концентратором РЗЭ из пороодообразующих минералов является гранат, который не обладает таким же высоким уровнем легких РЗЭ, как тяжелых. С учетом отсутствия в образцах клинопироксена – основного концентратора легких РЗЭ во всех перидотитах – осталось неясным, почему в изученных образцах наблюдаются высокие концентрации легких РЗЭ. Этот вопрос был разрешен после анализа апатита.

*Apatit.* Этот минерал характеризуется противоположными гранату формами РЗЭ-спектров. Они схожи по форме со спектрами клинопироксена, но апатит гораздо более богат РЗЭ. Спектры апатита имеют крутой отрицательный наклон с сильным обогащением легкими





Нормированные на хондрит спектры редкоземельных элементов коровых перидотитов Кокчетавского массива и минералов из них (граната Grt, апатита Ap и ортопироксена Opx).

РЗЭ (от 440 до 1140 хондритовых уровней для элементов от La до Sm в центральной части кристаллов) и обеднением тяжелыми (до 1–2 хондритовых уровней для Lu).

Помимо изометричных мелких зерен размером до 100 мк встречаются крупные вытянутые (до 1350×450 мк в шлифе) ксеноморфные зерна апатита, подстраивающиеся под границы кристаллов граната. Такие крупные кристаллы апатита имеют резко выраженную зональность по редкоземельным элементам (рисунок): в направлении от центра к краю кристалла концентрации легких РЗЭ снижаются в 12 раз.

Форма выделения апатита свидетельствует о более позднем, по отношению к гранату, образовании этого минерала. Об этом же свидетельствует и форма РЗЭ-спектров апатита и его зональность. Гранат, кристаллизуясь первым при метаморфизме, фракционирует средние и тяжелые редкие земли, в то время как более поздний апатит захватывает оставшиеся в протолите легкие РЗЭ. При этом по мере роста кристаллов апатита его внешние части истощались редкоземельными элементами.

*Ортопироксен, оливин, ильменит, титанклиногумит, шпинель.* Для этих минералов характерны концентрации РЗЭ ниже хондритового уровня, с пилообразными спектрами. Уровни концентраций редкоземельных элементов в кокчетавских оливинах и ортопироксенах близки между собой и несколько выше (на несколько хондритовых уровней), чем в большинстве мантийных. Характерной особенностью кокчетавских ортопироксенов, оливинов, ильменитов и шпинели является Sm максимум.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 10-05-00217), Интеграционного проекта СО РАН № 2, проекта ОНЗ № 9 и гранта компании ОПТЭК для поддержки молодых ученых.

[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. V. 18. P. 149–166.
- [4] Селятицкий А.Ю. Шпинель-антофиллитовые породы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48, № 5. С. 511–520.
- [5] Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В. Сравнение составов клинопироксенов, гранатов и шпинелей из мантийных и «коровых» перидотитов коллизионных зон высоких / сверхвысоких давлений // *Доклады Академии наук*. 2011. Т. 441, № 5. С. 674–681.
- [6] Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В. Сравнение состава оливинов и ортопироксенов из мантийных и «коровых» перидотитов коллизионных зон высоких / сверхвысоких давлений // *Доклады Академии наук*. 2011. Т. 438, № 3. С. 384–389.
- [7] Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В., Кузьмин Д.В., Соболев Н.В. Элементы-примеси в необычных оливинах из высокобарических перидотитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *Доклады Академии наук*. 2012. Т. 445, № 6. С. 670–676.
- [8] Zhang R.Y., Pan Y.M., Yang Y.H., Li T.F., Liou J.G., Yang J.S. Chemical composition and ultrahigh-P metamorphism of garnet peridotites from the Sulu UHP terrane, China: investigation of major, trace elements and Hf isotopes of minerals // *Chemical Geology*. 2008. V. 255. P. 250–264.

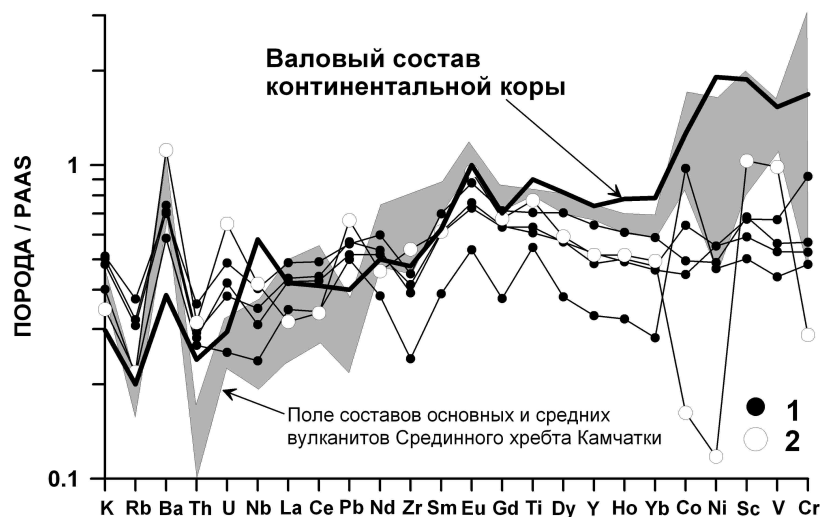
## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И Nd-Sr ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Ю.В. Семенова, С.И. Дриль, А.Б. Перепелов, В.С. Чуканова, Н.Н. Ильина

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

Исследования геохимических особенностей осадочных пород континентов и океанов для целей идентификации источников вещества и их геодинамической типизации долгое время оставались в тени успехов, достигнутых в этом направлении эндогенной геохимией. Только с опубликованием ряда работ, среди которых следует в первую очередь отметить [1, 2], появилась надежная основа для использования данных по макро- и микроэлементному составу терригенных пород как с целью реконструкции источников осадочного материала, поступавшего в бассейн осадконакопления, так и для выяснения его геодинамического положения. Подобный подход в последние годы получил широкое признание среди геологов [3] и был успешно применен при изучении метаосадочных пород разновозрастных складчатых поясов континентов [4, 5]. В связи с этим представляет несомненный интерес получение и интерпретация геохимических и изотопно-геохимических характеристик осадочных пород, накапливающихся в островодужных системах, поскольку тектонические фрагменты островных дуг играют существенную роль в формировании первичной континентальной коры внутриконтинентальных складчатых поясов.

Объектами настоящего исследования стали палеогеновые и неогеновые терригенно-осадочные породы снатольской и ильинской свит Паланского синклинория Западной Камчатки. Доминирующим типом осадков в разрезах являются сероцветные песчаники и алевролиты. Классификационная диаграмма  $\text{Log}(\text{N}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})\text{--}\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  Петтиджона (1972) показывает, что все составы песчаников и алевролитов соответствуют полю составов граувакк. На дискриминационных диаграммах М. Бхатия составы пород располагаются в полях псаммитов как континентальных островных дуг (В), так и активных континентальных окраин (С).



Мультикомпонентная диаграмма составов терригенных пород Паланского синклинория Западной Камчатки. 1 – песчаники и алевролиты ильинской свиты неогенового возраста; 2 – песчаник снатольской свиты эоценового возраста. Валовый состав континентальной коры показан по [2]. Поле составов вулканитов Срединного хребта Камчатки на примере вулкана Ичинского показано по [6].

Микроэлементный состав пород представлен на мультикомпонентной диаграмме (рисунок). Формы спайдер-кривых составов песчаников и алевролитов обеих свит в целом совпадают с характером распределения микроэлементов в среднем составе континентальной коры и вулканитах Срединного хребта Камчатки, что отражает глобальные вещественные закономерности, положенные в основу «андезитовой» модели формирования континентальной коры в постархейское время [2]. Следует, однако, отметить некоторые отличия состава осадков снатольской и ильинской свит от принятых эталонов. Первые заметно обогащены U и в несколько меньшей степени – Th, что может быть следствием концентрирования в осадочном процессе U-Th-содержащих акцессорных фаз. Кроме того, ярко выражен свинцовый максимум, свойственный породным комплексам верхней континентальной коры. Типичной геохимической чертой островодужных магматических пород является дефицит Nb, и этот признак наследуется палеоген-неогеновыми граувакками Паланского синклинали. В осадочных породах четко прослеживается дефицит средних и тяжелых редких земель, а также элементов группы железа. Последний факт заслуживает особого внимания, так как при интерпретации вещественного состава метаосадков некоторых складчатых поясов [5] именно повышенные содержания элементов группы железа служили одним из критериев отнесения осадочного протолита пород к грауваккам. Изотопный состав Sr и Nd исследовался в породах неогенового возраста ильинской свиты. Первичный изотопный состав стронция в песчаниках и алевролитах умеренно радиогенный —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}=0.70652-0.70695$ , при величинах  $\epsilon\text{Nd}(t)=-0.9 \dots +1.1$ . Величины  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$  лежат в пределах 780–940 МА, указывая на присутствие в неогеновых граувакках относительно древнего осадочного материала.

Полученные геохимические и изотопно-геохимические данные могут быть использованы при разработке изотопно-геохимической модели кайнозойского осадочного процесса в пределах Камчатской островодужной системы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 79, грантов РФФИ 11-05-00925, 12-05-00850.

- [1] Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
- [2] Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- [3] Чамов Н.П. Вопросы связи литологии и тектоники при изучении осадочных бассейнов // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 4. С. 377–395.
- [4] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390, № 6. С. 813–817.
- [5] Петрова З.И., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Геохимия метаграувакк в южном обрамлении Сибирской платформы и их значения для палеогеодинамических реконструкций // Геохимия. 2005. № 8. С. 836–847.
- [6] Churikova T., Dorendorf F., Werner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 8. P. 1567–1593.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ДАННЫЕ ПО СОСТАВАМ КЛИНОПИРОКСЕНОВ)

В.А. Симонов\*, И.В. Гордиенко\*\*, С.В. Ковязин\*, С.И. Ступаков\*, А.В. Котляров\*

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

\*\*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru

Базальтовые комплексы из палеоокеанических структур Джидинской зоны Северной Монголии и Юго-Западного Забайкалья рассматриваются во многих публикациях [1–6]. Исследования показали, что в данном регионе присутствуют структурно-вещественные ассоциации энсиматической островной дуги, гайотов (симаунтов), преддуговых и задуговых палеобассейнов Палеоазиатского океана.

В данном сообщении приводится новая информация, полученная главным образом в результате аналитической обработки в Институте геологии и минералогии СО РАН коллекции базальтов, собранной авторами в 2011 г. в районе Ургольского гайота (Северная Монголия), а также отдельных образцов базальтов Джидотского гайота Юго-Западного Забайкалья, собранных ранее сотрудниками лаборатории геодинамики Геологического института СО РАН. Составы пород определены методами РФА и ICP-MS. Клинопироксены анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro. Содержания редких и редкоземельных элементов в пироксенах определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [8].

**Петрохимия и геохимия базальтов.** Новые петрохимические данные свидетельствуют о том, что рассмотренные породы района Ургольского гайота представлены типичными базальтами, принадлежащими в основном к субщелочной серии. В целом по особенностям составов базальты разбиваются на две основные группы. Породы первой группы содержат относительно повышенные (до 2 мас. %) количества титана и на петрохимических диаграммах ( $TiO_2 - K_2O$ ,  $TiO_2 - FeO/MgO$ ) ассоциируют с полями платобазальтов. По характеру распределения редкоземельных элементов они близки базальтам плато Онтонг Джава (Тихий океан), располагаясь также и в поле N-MORB. По соотношению редких элементов, устойчивых при вторичных процессах ( $Zr/Nb - Nb/Th$ ,  $Nb/Y - Zr/Y$ ,  $Y - Zr$ ), рассмотренные породы также согласуются с данными по океаническим платобазальтам, обладая в то же время и определенными чертами сходства с базальтами срединно-океанических хребтов.

Породы второй группы отличаются пониженными значениями титана (0.57–0.65 мас. %) и по петрохимическим данным наиболее соответствуют островодужным базальтам. Согласно распределению редкоземельных элементов и по соотношению ряда редких элементов, устойчивых при вторичных процессах ( $Y$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ ), они также отвечают в основном базальтам островных дуг. В то же время на диаграмме  $Nb/Y - Zr/Y$  породы второй группы располагаются в поле N-MORB.

Наличие разных типов базальтов, включая и островодужные, в районе Ургольского гайота отмечалось на основе геохимических данных и ранее. В частности, в работе [4] на диаграмме  $TiO_2 - FeO/MgO$  значительная часть точек вулканитов располагается в поле базальтов энсиматических вулканических дуг.

**Клинопироксены.** Новая информация по составам пироксенов из базальтов Джидинской зоны, совместно с имевшимися в нашем распоряжении анализами [6], составила представительный объем данных (около 200 анализов), позволивший более детально рассмотреть особенности формирования этих базальтовых комплексов.

Клинопироксены из базальтов *Джидотского гайота*, с вариациями FeO (4.20–8.29 мас. %) и титана (0.40–0.77 мас. %) образуют компактную группу с трендом, начинающимся в поле пироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и продолжающимся с ростом этих компонентов в полях минералов из плюмовых базальтов океанических островов типа OIB

и платобазальтов. На тройной диаграмме  $\text{SiO}_2/100\text{--TiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  точки клинопироксенов располагаются в поле минералов океанических рифтов, частично попадая также в область субщелочных внутриплитных базальтов океанических островов типа OIB. По соотношению  $\text{Ti}-(\text{Ca}+\text{Na})$  практически все изученные клинопироксены Джидотского гайота приурочены к щелочным породам, располагаясь вблизи границы с толеитами. На диаграмме  $(\text{Ti}+\text{Cr})-\text{Ca}$  они соответствуют минералам из базальтов спрединговых зон типа MORB. В поле MORB рассмотренные пироксены располагаются и по соотношению  $\text{Ti}-\text{Al}$  (где часть данных соответствует также OIB), а на диаграмме  $\text{Al}-\text{Mg}\#$  они обладают в основном характеристиками MORB и частично OIB.

Таким образом, составы клинопироксенов свидетельствуют о развитии магматических систем Джидотского гайота под влиянием глубинного плюма: от типичных океанических (N-MORB) к расплавам платобазальтов и океанических островов (OIB).

Основная группа клинопироксенов из базальтов района Ургольского гайота содержит меньше титана, чем минералы Джидотского гайота, и формирует тренд от данных по срединно-океаническим хребтам (MORB), располагаясь в основном в поле пироксенов из платобазальтов района океанического плато Онтонг Джава (бассейн Науру). При этом по значениям  $\text{FeO}$  (7–11 мас. %) и  $\text{TiO}_2$  (до 0.47 мас. %) они совпадают с данными по клинопироксенам из базальтов островных дуг (IAB). Устанавливается также второй, значительно более крутой, положительный тренд увеличения  $\text{TiO}_2$  (от 0.43 до 1.13 мас. %) с ростом  $\text{FeO}$ , фиксирующий изменение от платобазальтовых расплавов к магмам типа OIB. На тройной диаграмме  $\text{SiO}_2/100\text{--TiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  точки клинопироксенов приурочены к полю минералов из океанических базальтов типа MORB и из островодужных толеитов. По соотношению  $\text{Ti}-(\text{Ca}+\text{Na})$  пироксены располагаются на границе между толеитами и щелочными породами. На диаграмме  $(\text{Ti}+\text{Cr})-\text{Ca}$  они соответствуют минералам из базальтов спрединговых зон типа MORB, а также значительная часть точек попадает в поле островодужных пород. Клиннопироксены с островодужными характеристиками, согласно соотношениям  $\text{Ti}-\text{Al}$ , принадлежат к толеитовым сериям. При этом высотитанистые пироксены попадают в поле OIB. По соотношению  $\text{Al}-\text{Mg}\#$  они отвечают данным по MORB и OIB.

С учетом того, что для бассейна Науру (район плато Онтонг Джава) характерно взаимодействие магматических систем типа MORB и плюмовых расплавов [7], данные по пироксенам свидетельствуют, что подобная ситуация была и в случае развития базальтовых комплексов района Ургольского гайота.

**Геохимия клинопироксенов.** Совершенно новую информацию о содержании редких и редкоземельных элементов удалось получить в результате исследования клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны с помощью ионного зонда. Было установлено, что по соотношению титана и циркония пироксены Джидотского гайота тяготеют к данным по минералам из базальтов Сибирской платформы и Срединно-Атлантического хребта. Последние располагаются в поле преобладающих умеренных значений  $\text{Ti}$  (до 3590 ppm) для клинопироксенов из базальтов района Ургольского гайота, которые могут содержать и значительно меньше титана (1450 ppm), ассоциируя с данными по островодужным пироксенам.

Графики распределения редкоземельных элементов для клинопироксенов из базальтов Джидинской зоны обладают в целом хорошо выраженным положительным наклоном с существенным обогащением тяжелыми лантаноидами. Формы спектров пироксенов Джидотского гайота, обладая небольшим  $\text{Eu}$  минимумом, хорошо согласуются с данными по минералам из базальтов Сибирской платформы и Срединно-Атлантического хребта. Часть спектров клинопироксенов из района Ургольского гайота полностью совпадают по своей форме с минералами Сибирской платформы и Срединно-Атлантического хребта. В то же время существуют и графики, близкие по своим характеристикам к островодужным.

На спайдердиаграммах спектры клинопироксенов Джидотского гайота по большинству компонентов близки к данным по минералам из базальтов Сибирской платформы и Срединно-Атлантического хребта, в то время как графики пироксенов из базальтов района Ургольского гайота разбиваются на две группы. Первая характеризуется обогащенными значениями большинства элементов и тесной ассоциацией со спектрами минералов из платобазальтов и MORB. Вторая обладает минимальными характеристиками, близкими к данным по островодужным клинопироксенам. Необходимо отметить, что на всех рассмотренных спектрах пироксенов отчетливо выделяются минимумы крупноионных литофильных элементов ( $\text{Ba}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Sr}$ ), легких лан-

таноидов (La), а также Th, Nb и Zr.

В целом новые данные по составам клинопироксенов, полученные с помощью ионного зонда, хорошо согласуются с информацией по составам пород (а также минералов) и подтверждают сложную историю процессов формирования базальтовых комплексов Джидинской зоны.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта ОНЗ-СО РАН №10.1.

- [1] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.
- [2] Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // Доклады Академии наук. 2001. Т. 379, № 4. С. 508–513.
- [3] Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Джидинская зона Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 1. С. 63–66.
- [4] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде – палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 120–140.
- [5] Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В. Палеоокенические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 1. С. 3–18.
- [6] Симонов В.А., Гордиенко И.В., Ковязин С.В., Михальцов Н.Э. Петрогенезис гайотов Джидинской зоны, Монголия (минералогические и термобарогеохимические данные) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 77–79.
- [7] Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава – Науру, Тихий океан // Петрология. 2004. Т. 12, № 2. С. 191–203.
- [8] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ И ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

*В.А. Симонов\**, *Е.А. Кудряшова\*\**, *В.В. Ярмолук\*\**, *С.В. Ковязин\**,  
*А.В. Котляров\**, *С.И. Ступаков\**

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

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

В последнее время кайнозойский вулканизм Монголии привлекает внимание многих исследователей [1–3, 6, 7, 9]. Появились публикации, в которых приводятся параметры формирования внутриплитных базальтовых комплексов Монголии, установленные с помощью анализа расплавных включений [2, 3, 6, 7], показывающие перспективность этого метода для исследования внутриконтинентальных магматических систем. В данном сообщении рассматриваются физико-химические условия петрогенезиса позднекайнозойских базальтовых комплексов Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской (ЮХВО) вулканических областей, определенные в результате исследования расплавных включений в оливинах.

Составы стекол гомогенизированных расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе «Самбах-мигсо» в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), а также на микроанализаторе «Самбах SX-50» в ГИПРОЦветМет и ГЕОХИ РАН (г. Москва). Содержания редких и редкоземельных элементов в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f (г. Ярославль) по методике [8].

Исследовались расплавные включения в оливинах из образцов позднекайнозойских пород, собранных авторами во время полевых работ в пределах следующих вулканических районов: Окинского (Восточный Саян, Бурятия), Джидинского (Забайкалье, Бурятия) и Тарянского (Центральная Монголия).

Экспериментальные исследования в микротермокамере показали, что температуры гомогенизации расплавных включений в оливинах из базальтов ЮБВО (Окинский вулканический район – 1220–1250 °С, Джидинский – 1175–1220 °С) имеют максимальные значения до 1250 °С. В случае ЮХВО (Тарянский вулканический район) устанавливаются два основных интервала: 1210–1240 °С (есть единичные замеры температур около 1145 °С) и 1270–1300 °С. Первая группа сопоставима по своим значениям с информацией по ЮБВО, а вторая (преобладающая) свидетельствует о более высокотемпературном режиме магматических систем ЮХВО.

Анализ состава стекол гомогенизированных расплавных включений в оливинах из позднекайнозойских базальтов ЮБВО и ЮХВО показал, что они относятся преимущественно к субщелочным сериям. Включения обладают высокими содержаниями титана, характерными для внутриплитных плюмовых базальтов океанических островов (ОИВ). При этом для ЮБВО устанавливаются повышенные значения  $TiO_2$  (до 3.7 мас. %) в расплавах по сравнению с магмами ЮХВО (до 2.5 мас. %). Необходимо отметить обогащение калием включений в оливинах ЮХВО (до 3.1 мас. %), попадающих в поля базальтов ЮХВО, и включений в оливинах из внутриплитных мел-палеогеновых базальтов Тянь-Шаня. В то же время основная группа включений ЮБВО характеризуется существенно меньшими содержаниями  $K_2O$  – до 2.2 мас. %. По соотношению  $TiO_2-FeO/MgO$  большая часть изученных включений в оливинах ЮБВО и ЮХВО перекрывается полем включений из базальтов Тянь-Шаня. Относительно низкотитанистые включения практически совпадают с данными по породам и располагаются частично в поле ОИВ.

На вариационных диаграммах Харкера для составов расплавов Джидинского и Окинско-го районов (ЮБВО) отмечаются стабильные содержания  $TiO_2$ , падение  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  и по-



вышение  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  на фоне роста  $SiO_2$ . Расплавы ЮХВО отличаются от ЮБВО меньшими значениями  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и повышенной ролью  $FeO$ ,  $MgO$ .

В целом, по ряду химических компонентов ( $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ) расплавы ЮБВО и ЮХВО близки к данным по плюмовым базальтам океанических островов (ОИВ). Для расплавов ЮХВО набор элементов с наиболее сходными с ОИВ значениями несколько другой –  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ . Сравнивая с информацией по расплавленным включениям в оливинах из внутриплитных базальтов других регионов Центральной Азии, видим, что результаты для ЮБВО хорошо согласуются практически по всем химическим характеристикам (кроме  $CaO$  и  $K_2O$ ) с мел-палеогеновыми расплавами Тянь-Шаня.

Анализ расплавленных включений на ионном зонде позволил получить информацию о содержании редких и редкоземельных элементов в позднекайнозойских магматических системах ЮБВО и ЮХВО. На диаграмме  $Nb/Y-Zr/Y$  точки составов включений располагаются в поле плюмовых базальтов типа ОИВ совместно с данными по включениям в оливинах из мел-палеогеновых базальтов Тянь-Шаня. По соотношению  $Zr/Nb-Nb/Th$  рассмотренные включения находятся в тесной ассоциации с данными по ОИВ и включениями Тянь-Шаня.

Графики распределения редкоземельных элементов для стекол прогретых расплавленных включений в оливинах обладают ярко выраженным отрицательным наклоном с существенным обогащением легкими лантаноидами. Формы спектров хорошо согласуются с данными по включениям в оливинах из мел-палеогеновых внутриплитных базальтов Тянь-Шаня. При этом включения в оливинах из базальтов Окинского района (ЮБВО) содержат наибольшее количество легких лантаноидов и ближе к щелочным базальтам Гавайских островов, чем включения ЮХВО.

Расплавленные включения в оливинах из базальтов ЮБВО (Окинский район) и ЮХВО (Тарятский район) имеют отчетливо наклонные спектры на спайдердиаграммах с понижением при переходе от мобильных несовместимых к совместимым немобильным элементам. Благодаря повышенным значениям крупноионных литофильных элементов ( $Ba$ ,  $Rb$ ,  $K$ ,  $Sr$ ) и легких лантаноидов ( $La$ ,  $Ce$ ,  $Nd$ ), включения отличаются от базальтов переходной серии Гавайских островов типа ОИВ. На графиках выделяются характерные минимумы  $Th$ ,  $Sm$  и максимумы  $Sr$ ,  $Zr$ . Практически такие же закономерности были отмечены ранее на спайдердиаграммах расплавленных включений в оливинах Джидинского и Восточно-Тувинского районов ЮБВО [4, 5].

В целом, исследования петрохимических и геохимических характеристик стекол прогретых первичных расплавленных включений в оливинах свидетельствуют об активном участии глубинного плюмового магматизма при формировании базальтовых комплексов ЮБВО и ЮХВО. В то же время составы рассмотренных включений обладают определенными отличиями от типичных плюмовых систем типа ОИВ. При этом устанавливается хорошее сходство термобаро-геохимических характеристик кайнозойских базальтов ЮБВО и ЮХВО с другими кайнозойскими и мезозойскими магматическими системами, представленными, в частности, мел-палеогеновыми базальтами Тянь-Шаня, внутриплитные локальные проявления которых широко распространены на значительной площади в Центральной Азии. Все это свидетельствует об отличии геодинамического развития молодого (кайнозойского и позднемезозойского) внутриплитного плюмового магматизма Центральной Азии от типичных долгоживущих мантийных струй типа Гавайской. Возможная причина этих отличий в том, что в Центральной Азии поднимающийся глубинный плюм вступал во взаимодействие с мощной континентальной корой (отсутствующей для ОИВ) и в результате единый в мантии поток разбивался при прохождении по отдельным ослабленным зонам на множество более мелких струй. Таким образом, формировался многоканальный кластер, действовавший по модели, согласно которой расплавы поднимаются от головы крупного плюма в виде целого ряда отдельных «перьев» или «пальцев», пронизывающих верхние горизонты земной коры [10].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 11-05-00461) и программы Президиума РАН № 16.

[1] Дягилев Г.С., Бушенкова Н.А., Гибшер А.А., Деев Е.В. Кайнозойский вулканизм и сейсмотомографическая модель верхней мантии Центральной Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. С. 105–109.

- [2] Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В. Состав и источники первичных расплавов лавовых «рек» позднекайнозойской Южно-Байкальской вулканической области (данные изучения расплавных включений) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. Т. 1. С. 194–196.
- [3] Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В. Состав и условия эволюции первичных расплавов Южно-Хангайской вулканической области (по данным изучения расплавных включений из позднекайнозойских вулканических пород) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 385–387.
- [4] Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В. Состав магматических расплавов Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения включений в оливинах трахибазальтов // Геохимия. 2003. № 3. С. 243–253.
- [5] Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В. Химический состав и параметры кристаллизации трахибазальтов Джидинского района Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения расплавных и флюидных включений // Геохимия. 2006. № 3. С. 322–331.
- [6] Симонов В.А., Дягилев Г.С., Деев Е.В., Ковязин С.В. Физико-химические особенности кайнозойских базальтовых расплавов Хангайского нагорья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 92–93.
- [7] Симонов В.А., Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Ковязин С.В. Условия формирования внутриплитных базальтовых комплексов Центральной Азии // Материалы научной конференции «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 157–158.
- [8] Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.
- [9] Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 341–362.
- [10] Pirajno F. Zoned mafic-ultramafic intrusions in the Altay and Tian Shan orogens, NW China: Implication for mantle dynamics and ore systems // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International symposium. Novosibirsk: Publishing house of SB RAS, 2007. P. 48–51.

## ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ

*Е.В. Скляр\* , А.Е. Старикова\*\**

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

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

Тажеранский массив нефелиновых и щелочных сиенитов расположен в пределах раннепалеозойской Ольхонской коллизии системы [2, 4], являющейся составной частью Байкальского коллизии пояса в обрамлении Сибирского кратона. Массив уникален во многих отношениях, в том числе по разнообразию проявления различных типов метасоматических пород и особенностям взаимоотношений магматических и карбонатных пород. Детальные исследования А.А. Конева и В.С. Самойлова [1] позволили выделить три основные группы метасоматических пород: магнезиальные (включая преобразованные и апомагнезиальные), известковые и щелочные скарны, которые отвечали разным стадиям метасоматического процесса, обусловленного воздействием сиенитовой магмы на породы рамы. К щелочным скарнам были отнесены породы с нефелином (нефелин-пироксеновые, нефелин-оливиновые и нефелин-паргасит-скаполитовые), но далеко не все. Не вдаваясь в дискуссию о последовательности стадий метасоматических преобразований и о правомерности отнесения тех или иных минеральных парагенезисов к разным типам скарнов, мы приводим характеристику метасоматических пород с нефелином и/или кальсилитом, которые слагают отдельные тела (или части этих тел) без признаков метасоматической зональности. К таким породам относятся: а) нефелин-титанфассаитовые породы; б) мелилит-волластонит-пироксен-нефелин(кальсилит)-гранатовые породы (иногда с монтичеллитом); в) энigmatит – рихтерит – эгирин-авгит – калишпатовые породы с нефелином.

1. Нефелин-титанфассаитовые породы тесно ассоциируют с мономинеральными титанфассаитовыми породами, слагающими множество разновеликих тел (от первых сантиметров до десятков метров) в доломитсодержащих кальцитовых мраморах и узкую полосу между мраморами и высокотемпературными роговиками основного состава. В свою очередь, мраморы и «пироксениты» слагают протяженную полосу между сиенитами и роговиками, протягивающуюся более 500 м при максимальной мощности 150 м. Кроме титанфассаита и нефелина (таблица) в породах нередко присутствуют гранатовый гранат, паргасит, флогопит, кальцит, перовскит, реже мелилит. Содержание глинозема в пироксенах варьируется от 6 до 13 мас. %. По своему составу мелилит относится к ряду акерманит (Ak 30–36 %) – Na-мелилит (Na-Ml 50–59 %) с примесью геленитового компонента (Ge до 11 %) (таблица). Подобные содержания Na<sub>2</sub>O близки к максимальному значению, отмеченному как для природных, так и для искусственных мелилитов. В породах карбонатного вулкана Олдонь Ленгай мелилит с подобным составом был описан в качестве нового минерала алюмоакерманита [5].

2. Мелилитсодержащие породы варьирующегося состава слагают несколько тел (блоков) не очень ясной конфигурации, размерами от первых метров до десятков метров. Тела этих пород расположены на восточном продолжении мраморно-«пироксенитовой» полосы. Кроме того, отдельные тела мелилит-монтичеллитовых пород группируются в субмеридиональную полосу в южной части массива. Для мелилитов также характерны высокие содержания Na-мелилитового минерала, монтичеллит представлен высокожелезистой разновидностью (таблица) и даже магнезиальным кирштейнитом [1]. Среди акцессорных минералов отмечается сложный сульфид калия – джерфишерит.

3. Энigmatит – рихтерит – эгирин-авгит – калишпатовые породы с нефелином были впервые обнаружены авторами в пределах массива. Два их выхода расположены в пределах той же субмеридиональной полосы, что и мелилитсодержащие породы. Более крупное тело (M=4 м) расположено между бруситовыми мраморами и нефелиновыми сиенитами, мелкое тело приурочено к контакту нефелиновых сиенитов с гранат-мелилит-диопсид-волластонитовыми

**Представительные анализы минералов из щелочных метасоматитов**

	1			2			3			
	Cpx	Mll	Ne	Mll	Mtc	Kls	Aen	Cpx	Amp	Ne
SiO <sub>2</sub>	44.01	43.24	42.17	44.25	35.22	37.84	44.80	54.06	55.02	42.15
TiO <sub>2</sub>	0.78	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	10.29	5.84	1.88	нпо
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.26	14.76	35.14	7.13	нпо	32.12	0.57	2.48	1.04	33.84
FeO <sub>tot</sub>	6.20	0.64	нпо	1.74	16.53	нпо	25.20	12.48	8.52	нпо
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	1.79	нпо	0.90	нпо	0.39	нпо
MgO	10.31	4.53	нпо	8.12	13.52	нпо	10.30	6.83	17.13	нпо
CaO	24.68	30.14	нпо	33.65	32.58	нпо	нпо	8.25	4.16	нпо
Na <sub>2</sub> O	0.00	6.73	18.69	4.29	нпо	нпо	7.74	9.14	7.78	16.85
K <sub>2</sub> O	нпо	нпо	4.32	нпо	нпо	29.56	нпо	нпо	2.00	6.70
Total	99.56	100.04	100.32	99.18	99.64	99.52	99.80	99.08	97.92	99.54
Si	1.642	3.815	8.063	4.000	1.000	8.001	5.943	1.992	7.862	8.187
Ti	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.027	0.162	0.202	0.000
Al	0.583	1.535	7.921	0.760	0.000	8.007	0.089	0.108	0.175	7.749
Fe <sup>3+</sup>	0.089	-	-	-	-	-	-	0.238	-	-
Fe <sup>2+</sup>	0.104	0.047	0.000	0.132	0.393	0.000	2.795	0.147	1.018	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.101	0.000	0.047	0.000
Mg	0.573	0.596	0.000	1.094	0.572	0.000	2.036	0.375	3.648	0.000
Ca	0.987	2.849	0.000	3.259	0.991	0.000	0.000	0.326	0.637	0.000
Na	0.000	1.151	6.929	0.752	0.000	0.000	1.991	0.653	2.156	6.346
K	0.000	0.000	1.054	0.000	0.000	7.974	0.000	0.000	0.365	1.660
Total	4.000	9.993	23.968	9.996	3.000	23.982	13.982	4.000	16.109	23.942

Примечание. 1 – нефелин-танфанассаитовые породы с мелилитом; 2 – мелилит-монтичеллит-волластонит-куспидин-диопсид-гранатовая порода с кальсилитом и пектолитом; 3 – энигматит-рихтерит-эгириин-авгит-калишпатовая порода с нефелином. Принятые сокращения: Aen – энигматит, Amp – амфибол, Cpx – клинопироксен, Kls – кальсилит, Mll – мелилит, Mtc – монтичеллит, Ne – нефелин. нпо – ниже порога обнаружения.

породами. Резкие контакты и отсутствие зональности не позволяют относить их к биметасоматическим образованиям. Щелочные минералы образуют симплектитовые сростки с калишпатом и нефелином. Отмечается необычно высокое содержание окиси магния в энигматите (таблица), в идеальной формуле которого магний отсутствует (Na<sub>2</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>5</sub>TiO<sub>2</sub>[Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>]). Для рихтерита и эгириин-авгита характерны высокие содержания TiO<sub>2</sub> (таблица).

А.А. Конев [1] предполагал одноэтапное проявление разных стадий метасоматоза, причем щелочная стадия была завершающей. Однако имеющиеся геологические данные противостоят такому предположению. Прежде всего, отметим обособленное положение щелочных метасоматитов, образующих две ветви в пределах массива: субширотную протяженную в центральной части и субмеридиональную относительно небольшую в южной части. В субширотной ветви ассоциируют породы первой и второй групп, в субмеридиональной – второй и третьей групп. Некоторые геологические данные позволяют предполагать наиболее раннее проявление высокотемпературного щелочного метасоматоза в эволюции массива, связанного не с сиенитами, а с внедрением высокотемпературных щелочно-базитовых магм и коровых карбонатов. Нефелин-титанфанассаитовые и мономинеральные титанфанассаитовые породы образовались в результате кристаллизации гибридных силикатно-карбонатных магм [3], а остальные рассмотренные в работе породы являются продуктами их высокотемпературных метасоматических преобразований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11-05-00267, 12-05-00229), гранта ОПТЭК, а также в рамках интеграционной программы ОНЗ-СО РАН № 10.

[1] Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 245 с.

[2] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левецкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М. Карбонатиты в колли-

- зионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1409–1427.
- [3] Складов Е.В., Старикова А.Е., Канакин С.В., Лавренчук А.В. Пироксениты Тажеранского массива (Западное Прибайкалье): минералогия и генезис // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерагения: Материалы IV конференции. Улан-Удэ: «Экос», 2012. С. 151–154.
- [4] Федоровский В.С., Складов Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Каргополов С.А., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Геологическая карта массива Тажеран. М.: Изд-во «Группа компаний А1 ТИС», 2009.
- [5] Wiedenmann D., Zaitsev A.N., Britvin S.N., Krivovechev S.V., Keller J. Alumoakermanite,  $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Al}, \text{Mg Fe}^{2+})(\text{Si}_2\text{O}_7)$ , a new mineral from the active carbonatite-nephelinite-phonolite volcano Oldonyo Lengai, Northern Tanzania // Mineralogical Magazine. 2009. V. 73, № 3. P. 373–384.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТЫ ЮГО-ЗАПАДА ОЛЬХОНСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА: СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ

*Е.В. Скляр\*<sup>\*</sup>, В.С. Федоровский\*\*<sup>\*\*</sup>, А.В. Лавренчук\*\*\*<sup>\*\*\*</sup>, А.М. Мазукабзов\*<sup>\*</sup>,  
Д.П. Гладкочуб\*<sup>\*</sup>, Т.В. Донская\*<sup>\*</sup>, А.Е. Старикова\*\*\*<sup>\*\*\*</sup>,  
А.Р. Агатова\*\*\*<sup>\*\*\*</sup>, А.Б. Котов\*\*\*\*<sup>\*\*\*\*</sup>*

<sup>\*</sup>Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

<sup>\*\*</sup>Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

<sup>\*\*\*</sup>Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@mail.ru

<sup>\*\*\*\*</sup>Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

В рамках проекта по составлению серии карт геологического содержания на площадь Ольхонского геодинамического полигона подготовлены геологическая и тектоническая карты юго-западной части этой площади, одного из ключевых объектов Ольхонского региона. Карты охватывают степное и частично залесенное побережье Байкала между паадьми Марта, Широкая, Крестовская и Бирхин. Составление карт завершено, издание в полноцветном исполнении намечено на ноябрь 2012 г. Отличие этой площади от остальных территорий Ольхонского региона – присутствие крупных по размерам массивов габброидов; они в значительной мере определяют строение закартированного здесь раннепалеозойского коллизионного композита.

1. Метаморфический матрикс юго-запада Ольхонского региона представлен ангинским комплексом. Мы выделяем эту единицу на месте картировавшихся здесь прежде ангинской и цаган-забинской стратифицированных серий, возраст которых определялся тогда как ранне- и позднепротерозойский. В свете современных геохронометрических данных такие представления устарели, и сегодня в дискуссиях о возрасте магматизма и метаморфизма этой части Ольхонского региона обсуждаются лишь те или иные колебания датировок в рамках раннего палеозоя. Полностью оставлены и представления о какой-либо стратификации метаморфического комплекса, присутствовавшие в прежних схемах. Хотя признаки исходной стратификации в метаморфическом комплексе имеются, ни одна из предлагавшихся прежде схем стратиграфии не может быть принята, поскольку все они несут один и тот же методический дефект: отсутствие реальных стратиграфических данных заменяется рассуждениями о них. Итог таких построений очевиден – надежной схемы стратиграфии сегодня не существует. Этому препятствуют два обстоятельства. Первое – большие масштабы проявления синметаморфического сдвигового тектогенеза, приведшего к возникновению многочисленных сдвиговых пластин и их тектоническому перемешиванию в процессе коллизии Сибирского кратона и Ольхонского террейна. Второе – в подавляющем большинстве мест первичные признаки кровли-подошвы тех или иных пластов или горизонтов полностью утрачены, что объективно затрудняет (или делает вообще невозможными) любые операции по расшифровке стратиграфии. Наибольшее распространение на площади юго-запада Ольхонского региона получили разнообразные габброиды, амфиболиты по вулканитам и интрузивным породам основного состава, мраморы и мраморные меланжи, кварциты, гранитоиды и различные метасоматиты. Продукты интрузивного базитового магматизма представлены наиболее широко. На долю габброидов приходится практически больше половины исследованной площади.

2. На территории юго-запада уверенно картируются несколько крупных массивов: Бирхинский, Крестовский, Бугульдейский, Усть-Крестовский, Право-Крестовский, Таловский. Все они, вместе с метаморфитами, участвуют в строении крупной Крестовско-Тажеранской зоны коллизионного ансамбля ранних каледонид Ольхонского региона (другое название этой зоны: Анга-Бугульдейка). В границы карты, подготовленной к изданию, попадают все перечисленные массивы, кроме Бугульдейского и Таловского. Новые данные о составах базитов позволяют предложить выделение двух комплексов габброидов: бирхинский пироксенит-габбронорит-монцодиоритовый (499 млн лет) и усть-крестовский монцогаббровый (465 млн лет) (см. Лав-

ренчук и др. в наст. сборнике).

3. Структура площади отличается высокой степенью напряженности. Ее каркас составляют восемь различных по протяженности сдвиговых пластин, разделенных blastomylonitic швами:

**пластина 1** – включает гранитоиды и габброиды Таловского массива (площадь карты охватывает незначительную часть этой единицы);

**пластина 2** – в ее метаморфическом матриксе преобладают кальцитовые мраморы. Они формируют крупную складчатую петлю, огибающую Крестовский и Бирхинский массивы габбро;

**пластина 3** – имеет сложную конфигурацию в плане и включает метаморфиты пестрого состава: амфиболиты, иногда кварциты, кальцитовые мраморы, а также крупнейшие в регионе Бирхинский и Крестовский массивы габбро. Протяженность пластины в рамках карты достигает 12 км при такой же ширине в районе массивов габбро и резком сужении на интервале между массивами;

**пластина 4** – отличается весьма пестрым составом метаморфитов – метапорфириты, амфиболиты по ним, доломитовые мраморы, разнообразные метасоматиты по ним (вплоть до диопсидитов), синметаморфические мраморные меланжи. Протяженность пластины около 12 км при ширине в плане 1–2 км. Она формирует крупную складчатую петлю, расположенную между Бирхинским и Крестовским массивами габбро, а по мере приближения к Байкалу (в районе пади Цаган-Заба) постепенно сужается и полностью выклинивается в северо-восточном направлении;

**пластина 5** – небольшой по площади (2×6 км) фрагмент более крупной единицы, блокированный между другими пластинами коллизионной композиции. В ее строении преобладают метапорфириты, амфиболиты по вулканитам (нередко они имеют брекчиевидную текстуру), кальцитовые мраморы. Присутствуют тела метагабброидов и гранитов;

**пластины 6 и 7** – не имеют самостоятельного значения. Они невелики и составляют блокированные фрагменты других сдвиговых единиц. По существу, это тектонические линзы. Истинная протяженность пластины 6 неизвестна, так как она срезана скалами байкальского побережья. По составу она неотличима от пластины 3 и включает амфиболиты и габброиды бирхинского комплекса. Пластина 7 расположена в поле пород пластины 3 и представляет собой тектонический фрагмент комплекса Орсо (микрогнейсы), основное поле которого локализовано на северо-востоке складчатого обрамления Бирхинского массива;

**пластина 8** – по конфигурации это зеркальное отражение структуры северо-западных пластин (здесь – складчатая петля, обращенная к Байкалу, там – наоборот – от Байкала), но по составу резко отличающаяся от них. В строении пластины преобладают габброиды усть-крестовского комплекса и гранитоиды, встречаются кальцитовые мраморы, карбонатиты (инъекционные мраморы), многочисленны минглинг-структуры габбро-гранитного состава. В плане структура пластины имеет кольцевое строение, что, скорее всего, связано с огибанием линейными складчатыми сдвиговыми пакетами пород рамы блокированного «жесткого» субизометричного в плане тела габброидов Усть-Крестовского массива.

4. Хотя в целом крупные структуры, образованные метаморфическим комплексом, носят линейный характер, детальное картирование обнаруживает несколько крупных кольцевых складчатых композиций, сосредоточенных в центре территории. Их появление либо может быть связано с влиянием не вскрытых в рельефе массивов габброидов и обтеканием вокруг них складчатых пакетов маловязкого метаморфического матрикса, либо отражает напряженную структурную ситуацию, возникшую в раме под влиянием нескольких сближенных массивов габброидов, охваченных роллингом.

5. В целом обширный новый материал по геологии района позволил выяснить основные черты развитой здесь структуры и предложить схему тектонического районирования. Определен раннепалеозойский возраст метаморфизма и складчатости, выделены и прослежены по простиранию реальные границы основных тектонических единиц. Получено представление об образе коллизионного композита, возникшего в условиях резкой реологической неоднородности глубинной геологической среды. Кроме аэрофотоснимков масштаба 1:25000 неплохого качества (Россия), применены космические материалы со спутников SPOT-5 (Франция, высокое разрешение – 2.5 м/пиксель, панхроматический формат) и QUICK BIRD-2 (США, высокое и

сверхвысокое пространственное разрешение, панхроматический и мультиспектральный форматы, 0.61 м/пиксель и 2.44 м/пиксель соответственно). Степень дешифрирования космического материала – высокого класса, что в сочетании с хорошей степенью обнаженности достаточно больших площадей позволило достичь необходимой точности в распознавании и картировании геологических границ. Полевая карта составлялась на базе мультиспектрального космического снимка с аппарата QUICK BIRD-2 (масштаб 1:10000), попиксельно привязанного к глобальной системе координат WGS 84. Подготовленный для издания макет выполнен в масштабе 1:20000.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11-05-00267, 12-05-00229). Лицензионный космический дистанционный материал приобретен через компанию СОВЗОНД (г. Москва) из архивов компаний (владельцев спутников) в США и Франции.



## ПРЕДВЕНДСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЦИКЛ (СИКВЕНС) ПРИСАЯНЬЯ: УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

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

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
Новосибирск, Новосибирский государственный университет, [SovetovYK@ipgg.nsc.ru](mailto:SovetovYK@ipgg.nsc.ru)

Ипситская свита позднего рифея Присяянья традиционно рассматривается как часть карагасской серии [1–3], делится на две подсвиты и имеет максимальную мощность около 850 м. Наши наблюдения позволяют заключить, что ипситская свита представляет собой обособленное стратиграфическое подразделение, отделенное от подстилающей тагульской свиты и перекрывающей оселковой серии стратиграфическими несогласиями [4, 5]. Мы предлагаем выделять эту стратиграфическую единицу в ранге серии с подразделением на две свиты: нижнеипситскую (мощность максимальная около 500 м) и верхнюю – кремешетскую (мощность максимальная около 350 м, это название ранее вводилось Ш.Б. Хисамутдиновым, «Иркутскгеология»). Предложение обосновано тем, что границы ипситской серии по рангу соответствуют границам крупного осадочного цикла (сиквенса), а также седиментологической самостоятельностью этого сиквенса. Стратиграфическое несогласие в основании нижнеипситской свиты и резкая врезанная граница ранее были установлены при поиске фосфоритов (Никитин А.Е. (1963), «Иркутскгеология»). Наиболее выразительная нижняя эрозионная граница ипситской серии установлена в разрезе правого борта реки Уда (урочище Карапчатуй) [4, 5]. Здесь глубина вреза нижнеипситской свиты в подстилающую тагульскую свиту карагасской серии достигает около 30 м. Эрозионные формы представлены V-образными промоинами и кривассами с субвертикальными стенками, имеющими вид кластических даек. В районе урочища Муксут (р. Уда) нижняя эрозионная поверхность нижнеипситской свиты оконтуривает в подстилающей тагульской свите каньонообразную впадину шириной 70–80 м и глубиной около 100 м, ориентированную субмеридионально. Стратиграфическое положение ипситской серии в позднем криогении заставляет признать гляциоэвстатическую причину масштабного падения уровня моря.

Верхняя граница ипситской серии эрозионная, проводится по основанию карапчатуйской, уляхской, плитниской или нерсинской пачки тиллитов и гляциофлювиальных отложений марнинской свиты раннего венда [5, 6]. Наиболее полные разрезы ипситской серии, сохранившиеся от предвендской эрозии, находятся в северной части Присяянского прогиба в бассейнах рек Туманшет, Тагул, Бирюса. Южнее долины р. Уда верхняя часть ипситской серии полностью эродирована ледником. В среднем течении р. Уда (урочища Озерки, Карапчатуй и Марня) ранневендской ледниковой экзарацией полностью уничтожена также нижнеипситская свита и тиллиты карапчатуйской и уляхской пачек марнинской свиты венда заполняют неровности рельефа в нижележащей тагульской свите позднего рифея. Прямых данных тектонической перестройки на границе тагульской свиты и ипситской серии нет. По косвенным данным (ассоциации камней из пород фундамента и ипситских кварцитов в уляхской морене) можно сделать вывод о расширении осадочного бассейна в ипситское время на восток в сторону Сибирской платформы.

Ипситская серия состоит из двух частей, залегающих согласно, но седиментологически друг с другом не связанных. Нижняя часть – нижнеипситская свита однородная по составу и строению, – сложена очень характерными тонкозернистыми аркозовыми кварцитами («регенерированными алевролитами»). Такие отложения нигде больше не встречены в разрезах позднего рифея и венда по всей юго-западной и южной периферии Сибирской платформы (Енисейский край, Прибайкалье, Патомское нагорье). Эти отложения и породы имеют настолько своеобразный облик, что узнаются в обнажениях, свалах и отдельных образцах, если даже меняется их окраска. Камни из ипситских кварцитов – главная составляющая обломочного материала в

ледниковых брекчиях и диамиктитах карапчатуйской и уляхской пачек марнинской свиты венда. Своеобразие седиментологического облика и петрографического состава стало мотивацией постановки специального исследования, выполненного в виде дипломной работы в [7]. Отмечено точное классификационное положение тонкозернистых песчаников и алевролитов (кварцитов) в аркозовом классе на петрографических диаграммах, указывающее на кратонный источник кластического материала. Второй и главный признак этих отложений, подтвержденный на основе количественного гранулометрического анализа кластического материала, – очень хорошая сортировка по среднему, медиане и моде распределения фракций и принадлежность его к очень тонкозернистым пескам – крупнозернистым алевритам. Экстремально хорошая сортировка отразилась в неустойчивости (тиксотропии) осадочных форм – подводных дюн и песчаных волн штормового происхождения – и широком распространении текстуры ball-and-pillow. Обилие однородного тонкого кластического материала в мелководном море, с очень малой степенью дифференциации в зависимости от режима течений и прибрежной зональности, указывает на его первичную сортировку на континенте. Размерность частиц и их сортировка возможны при эоловом переносе в море больших масс тонкоперетертого материала из пород фундамента. Гранулометрией под микроскопом подтверждено, что средний размер зерен ипситских «регенерированных алевролитов» соответствует среднему размеру частиц в лессах. Седиментологический состав нижеипситской свиты достаточно однообразный: средне-крупнопластовые темпеститы с хорошо выраженной бугорчатой слоистостью (HCS), песчаные волны высотой до 2 м с крупноволновой поверхностью (SCS), каналы и бары сильных штормовых течений в каньонообразных промоинах. Мелко-тонкослоистые отложения переходной зоны встречаются относительно редко. Окраска алеврокварцитов разнообразная – от серых тонов разной интенсивности до красновато-серых и розового тона. Условия осадконакопления – штормовое морское побережье с постоянным поступлением тонкого кластического материала без признаков дельты.

Кременьшетская свита резко отличается от нижеипситской свиты прежде всего радикальной сменой осадочной системы, основой которой стало фитолитовое карбонатакопление вдали от побережья: пластово-биогермные и биостромовые строматолитовые желтые и красноватые доломиты, микрофитолитовые доломиты, часто окремненные, и микробрекчии слабых течений, сургучно-красные массивные неслоистые алевролиты с тонкими карбонатными микробиальными матами. Нет признаков береговой линии. Отсутствуют текстуры штормовых отложений, очень слабо выражены признаки течений и волнения. Чередование разных типов отложений в дециметровом и метровом диапазоне связано с интенсивностью эолового привноса алеврита. Условия осадконакопления – крупные карбонатные банки на широком шельфе, чрезвычайно-мелководные, с компенсированным режимом осадконакопления. Во время накопления ипситского сиквенса имела место смена осадочных систем: 1) падение уровня моря (на 100 м) и его низкое стояние, образование расчлененного рельефа на предшествующей карбонатной платформе, 2) трансгрессия моря, заполнение эрозионных каньонов песчаными барами и темпеститами и фосфоритоносными отложениями, 3) высокое стояние уровня моря, образование шельфа со штормовым режимом осадконакопления, 4) высокое стояние уровня моря, биогенное карбонатакопление со слабым влиянием эолового привноса кластического материала. Смена осадочных систем в ипситской серии явно связана с изменением климата, розы ветров, что объяснимо поворотом Сибирского кратона относительно направления глобальных воздушных потоков или радикальной перестройкой циркуляции атмосферы в связи с потеплением климата.

Сравнительный седиментологический анализ с патомским комплексом Патомского нагорья показывает, что по стратиграфическому положению и последовательности осадочных систем ипситскому сиквенсу соответствуют две крупные глубоководные системы баллаганакской серии: бугариктинский грубокластический глубоководный конус выноса подножья континентального склона и мариинские карбонатная платформа и карбонатный конус выноса на континентальном склоне. Предвендская мариинская карбонатная система с размывом перекрывается ледниковыми диамиктитами и Марино-гляциальными глубоководными отложениями джемкучанской свиты (ранний венд).

Разительное сходство ипситский сиквенс имеет с отложениями формаций Энорама и Трезона в Аделаидской геосинклинали (хр. Флиндерс, Южная Австралия) (личные наблюдения

одного из авторов). Формация Энорама залегает на карбонатной платформе формации Эттина и сложена ламинитовыми серо-зелеными или красными алевритовыми сланцами, редко-тонкозернистыми песчаниками (250–500 м) и по гранулометрии сходна с нижнеипситской свитой. По последовательностям чередования строматолитовых красных известняков (плоских биогермов и биостромов) с массивными алевритами формацию Трезона (250 м) можно считать почти полной копией кремешетской свиты. Формация Трезона перекрывается тиллитом Элатина, а затем кэп-доломитом Нуккалина, в деталях сходных с тиллитом уляхской пачки и кэп-доломитом озеркинской пачки в Присаянском прогибе.

Re-Os возраст основания формации Тэплей Хилл, залегающей стратиграфически выше гляциогенных отложений эпохи Стерт в хр. Флиндерс, равен  $643.0 \pm 2.4$  млн лет [8]. Возраст тиллитов Элатина точно не определен, но при прямой корреляции с формацией Наньто (Китай) может приниматься значение  $635.20 \pm 0.6$  млн лет [9]. Следовательно, ипситская серия, которая коррелируется нами с формациями Энорама и Трезона, древнее ~635 млн лет и моложе ~643 млн лет.

Исследование поддержано Интеграционной программой СО РАН – ОНЗ «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», Государственной «Программой развития на 2009–2018 гг.» Новосибирского национального исследовательского государственного университета, Институтом переподготовки и повышения квалификации НГУ.

- [1] Дубин П.В., Хоментовский В.В., Якишин М.С., Бутаков Е.П. Новые данные о геологии позднего докембрия Присаянья // Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. (Тр. ИГиГ, вып. 51). М.: Наука, 1969. С. 86–101.
- [2] Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений позднего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- [3] Якишин М.С. Район Бирюсинского Присаянья. Енисейский регион. Стратиграфия рифея. Раздел I. Рифей // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2005. С. 61–68.
- [4] Sovetov J.K. Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential: Guidebook on the post-conference field trip to the East Sayan Foothills. August 2–14, 2011. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. 229 p.
- [5] 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.
- [6] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 4. С. 3–34.
- [7] Пащенко Т.В. Силикокластическое осадконакопление на завершающей стадии эволюции позднерифейского Ийско-Туманшетского авлакогена (Бирюсинское Присаянье, карагасская серия, Ипситская свита) // I Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов, посвященная памяти академика А.П. Карпинского, 24–27 февраля 2009 г.: Тезисы докладов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. С. 68–72.
- [8] Kendall B., Creaser R.A., Selby D. Re-Os geochronology of postglacial black shales in Australia: Constraints on the timing of “Sturtian” glaciation // *Geology*. 2006. V. 34. P. 729–732.
- [9] Williams G.E., Gostin V.A., McKirdy D.M., Preiss W.V., Schmidt P.W. The Elatina glaciation (late Cryogenian), South Australia // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciation*. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 713–721.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСТАТКОВ ВЕНДСКИХ МЯГКОТЕЛЫХ МНОГОКЛЕТОЧНЫХ ОРГАНИЗМОВ В ВЕНДЕ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ С ОБСТАНОВКАМИ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЭДИАКАРСКОЙ БИОТЫ В СТРАТОТИПЕ ЭДИАКАРИЯ

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

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

Один из авторов доклада имел возможность в августе 2012 г. экскурсионно посетить под руководством проф. Дж. Геллинга разрезы докембрия геосинклинали Аделаида в хр. Флиндерс в Южной Австралии, где в 1982 г. была выделена и обоснована эдиакарская система [1]. В ущельях Буньеру и Брачина были рассмотрены осадочные последовательности (формации) группы Вильпена (эдиакарий). Эдиакарские отложения залегают на отложениях супергруппы Умбератана (криогений). При полевом наблюдении нами было отмечено сходство позднекриогенских и эдиакарских отложений с отложениями позднего рифея и венда Присаянского прогиба и Патомского глубоководного бассейна. Реперными пачками (горизонтами) для корреляции разрезов палеоконтинентов Австралия и Сибирь можно считать ранневендские континентальные тиллиты, гляциофлювиальные и гляциоозерные отложения в базальной части оселковой и байкальской серий и аналогичные отложения формации Элатина. Диамиктиты Элатина весьма сходны с диамиктитами уляхской и бугульдейской пачек, обнаружено отчетливое сходство также ламинитовых отложений гляциоозерных отложений тыгнейской пачки с переходом в фэн-дельту плитниской пачки марнинской свиты и аналогичные ламиниты и песчаники формации Элатина. Тиллиты и взаимосвязанные гляциогенные отложения Элатина залегают на биостромовых строматолитовых известняках и массивных алевролитах формации Трезона, весьма сходных с карбонатными биостромами верхней части ипситской серии (кременьшетская свита), которые перекрываются нерсинской пачкой валунных гляциофлювиальных конгломератов марнинской свиты [2, 3]. Переход от тиллитов к покровным доломитам (кэп-доломитам) в обоих сравниваемых разрезах одинаков. Ламинитовые доломиты Нуккалина, озеркинской пачки (Присаянье) и раннеголоустенской пачки (Прибайкалье) и сингенетичные деформации в них имеют одинаковые седиментационные признаки, поэтому «золотой гвоздь» в основании кэп-доломитов и эдиакарской системы с равным основанием можно было «вбить» в Присаянье.

Вышележащая, над кэп-доломитами Нуккалина, формация Брачина представлена песчано-алевролитовыми шельфовыми отложениями, среди которых отчетливо различимы песчаные слои темпеститов. Такая же смена отложений и бассейнов имела место в Присаянье [2, 3], что объяснялось в обоих регионах импульсом рифтинга [4, 5]. Не ясно, есть ли между формациями Нуккалина и Брачина перерыв и последующее поступление в бассейн грубого аркозового материала, как это было на всей юго-западной периферии Сибирской платформы. С этапа рифтинга и трансгрессии моря и накопления большой массы кластических отложений формации Брачина, большеайсинской пачки марнинской свиты, нижнеулунтуйской пачки улунтуйской свиты, нижней части валюхтинской свиты и их аналогов произошло углубление бассейна и его дифференциация, увеличилась скорость седиментации и появились связанные с ней деформационные текстуры ball-and-pillow. Изменилась палеогеография эпиконтинентальных и окраинных морей. Именно с этим этапом связано появление биоты мягкотелых животных в Присаянье, а в хр. Флиндерс найден древнейший для этого региона след *Bunyerichnus dalgarnoi* [5]. Кверху отложения формации Брачина становятся более мелководными (выдвижение дельты) и появляются прибрежно-морские кварциты хребта АВС. Аналогичные изменения происходят в Присаянском и Патомском бассейнах: темпеститы сменяются кварцитами прибрежных баров, а затем флювиальными гравийными песчаниками нижнеудинской пачки (Присаянье) или дистальные турбидиты – проксимальными турбидитами в каналах на глубоководной продельте (Па-

томское нагорье). После накопления регрессивных грубокластических отложений новая трансгрессия оставляет след в виде алевролитов формации Буньеру (хр. Флиндерс) и черных алевролитов и линз песчаников уныльской пачки продельты (Присяянье), а затем пачек мелководных шельфовых фитолитовых известняков пещернинской пачки [2, 3], улунтуйской и каланчовской свит (Прибайкалье и Патомское нагорье). Дроп-стоуны в алевролитах формации Буньеру могут сопоставляться с эпохой оледенения Гаскье [5], которое предсказано было и для Присяянья [2]. Следующий этап резкого изменения палеогеографии, который обусловлен геодинамикой литосферных плит, отмечен образованием на юго-западе Сибирского кратона периферического форландового бассейна, на Патомской окраине остаточного бассейна, в геосинклинали Аделаида (Южная Австралия) глубокого каньона (до 1 км). В передовых прогибах Енисейского кряжа, Присяянья и Прибайкалья накапливается континентальная или континентально-дельтовая и мелководно-морская моласса, в Патомском остаточном бассейне – алевролитистые мергели и алевролиты вдоль склонов мелеющего хорошо аэрируемого бассейна, а затем известняковые темпеститы, строматолитовые известняки с пакетами песчаниковых темпеститов. Формация Вонока, заполняющая глубокий каньон, по строению весьма сходна с последовательностью отложений жуинской серии Патомского бассейна и также характеризуется обмелением отложений вверх по разрезу. Установлено большое сходство литофаций геострофических течений никольской свиты и формации Вонока, вплоть до текстур течений и их унимодального направления на восток. Известняки формации Вонока, как и ченчинская свита жуинской серии, характеризуются уникальной отрицательной аномалией  $\delta^{13}\text{C}$ , мировым стратиграфическим репером [3, 6]. Заполнение прогибов этой эпохи отмечено выдвиганием дельт, переработанных приливами (красноцветные песчаники Бонней), или грубозернистых аллювиальных систем (красноцветная каталичиковская пачка айсинской свиты, веселовская свита) [4, 7].

Кварциты Роунсли (550 м), включающие в нижней части Эдиакарскую пачку (90–350 м), накапливались на приливном побережье со сменой обстановок от дельты, контролируемой приливом, до чисто приливных обстановок. Эдиакарская пачка залегает в эрозионной долине, глубоко врезанной в кварциты Чейс и песчаник Бонней. Эдиакарская биота находится только в Эдиакарской пачке и сконцентрирована в ее верхней части (~50 м) [5] в отложениях базиса штормовых и нормальных волн. Кварциты Роунсли естественно коррелировать со сходными по происхождению кварцитами жербинской свиты и ее аналогами, занимающими ту же стратиграфическую позицию и ограниченную сверху отложениями с ихнофоссилиями *Treptichnus retidum* [3]. Ихнофоссилии немакит-далдынского яруса найдены в формации Уратана, выше кварцитов Роунсли, томмотского яруса в формации Парачилна, которая срезает формацию Уратана и с размывом перекрывает кварциты Роунсли.

Остатки мягкотелых животных в большеайсинской пачке марнинской свиты Присяянья находятся на 1500 м стратиграфически ниже потенциального стратиграфического уровня эдиакарской биоты и поэтому являются самой древней на сегодняшний день биотой венда и эдиакария. В хронологическом отношении большеайсинская биота древнее отложений редкинского яруса венда и находится на уровне амадеусского яруса по [8].

Все остатки мягкотелых макроорганизмов в большеайсинской пачке находятся в мелководных терригенных отложениях, в зоне берегового склона между базисами штормовых и нормальных волн. Большая часть коллекции извлечена из отложений каналов разрывных течений. Форма захоронения остатков разная: 1) в виде плоских отпечатков, 2) слепков объемных открытых и закрытых форм, лежащих субпараллельно или поперек слоистости, 3) теневых отпечатков. Фоссилии имеют размеры от первых миллиметров до первых сантиметров, захоронены разрозненно или группами и имеют выпуклую скульптуру вверх относительно поверхности наложения. Все остатки объединены в семь формальных групп: 1) закрытые объемные сложно построенные формы с колбовидным телом, стеблем и корневой частью прикрепления к грунту (род *Sayanites*), 2) открытые кубко- и вазоподобные формы с осевым каналом внутри кубка (род *Aisites*), 3) билатеральные симметрично сегментированные слабовыпуклые уплощенные формы с центральной бороздкой (род *Marninia*), 4) билатеральные слабовыпуклые несегментированные уплощенные формы с центральной бороздкой (род *Leafformis*), 5) билатеральные выпуклые сложно сегментированные формы без бороздки (род *Oselkovia*), 6) выпуклые билатеральные, относительно центрального хребтика, вытянутые веретеновидные формы морщинистые (род *Plitiya*), 7) идеально круглые отпечатки без рельефа или с теневым радиально симметрич-

ным рельефом (род *Coin*).

В целом, ранневендская биота в большеайсинской пачке представляет собой обособленное сообщество организмов, связанное с глобальной трансгрессией после оледенения эпохи Марино. Билатеральное симметричное строение мягкого тела было заложено в раннем венде, но эдиакарскую биоту следует относить к отдельной ветви эволюции многоклеточных организмов, возникшей, по-видимому, после оледенения Гаскье.

Исследование поддержано Интеграционной программой СО РАН – ОНЗ «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», Государственной «Программой развития на 2009–2018 гг.» Новосибирского национального исследовательского государственного университета, Институтом переподготовки и повышения квалификации НГУ.

- [1] *Cloud P., Glaessner M.F.* The Ediacaran period and system: Metazoa inherit the Earth // *Science*. 1982. V. 217. P. 783–792.
- [2] *Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2005. Т. 13, № 4. С. 3–34.
- [3] *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. 2011. V. 36. Chapter 28. P. 317–329.
- [4] *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. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 88–91.
- [5] *Gehling J.G., Jago J.B., Paterson J.R., Brock G.A., Droser M.L.* Ediacaran-Cambrian of South Australia. S-4. 11–18 August 2012 // 34<sup>th</sup> International Geological Congress (IGC). Brisbane Convention and Exhibition Centre, Queensland, Australia, 5–10 August 2012. 36 p.
- [6] *Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // *Литология и полезные ископаемые*. 2006. № 5. С. 1–26.
- [7] *Советов Ю.К., Благовидов В.В.* Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция*. М: Научный мир, 2004. С. 159–210.
- [8] *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. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 4–5.

## ПРОБЛЕМЫ И ОСОБЕННОСТИ РЕКОНСТРУКЦИИ КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ АЗИИ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

*С.Д. Соколов, Г.В. Леднева, М.В. Лучицкая, М.И. Тучкова, А.В. Мусеев*

Москва, Геологический институт РАН, sokolov@ginras.ru

Реконструкция конвергентных границ плит в теоретическом отношении представляется довольно простой задачей. С использованием актуалистических моделей определены геодинамические и литолого-геохимические критерии надсубдукционных комплексов (островодужные, метаморфические, аккреционные призмы и др.). Палеотектонические реконструкции конвергентных границ плит основаны на выявлении геохимической зональности и восстановлении латеральных рядов палеоструктур аккреционная призма – дуга – задуговой бассейн и др.

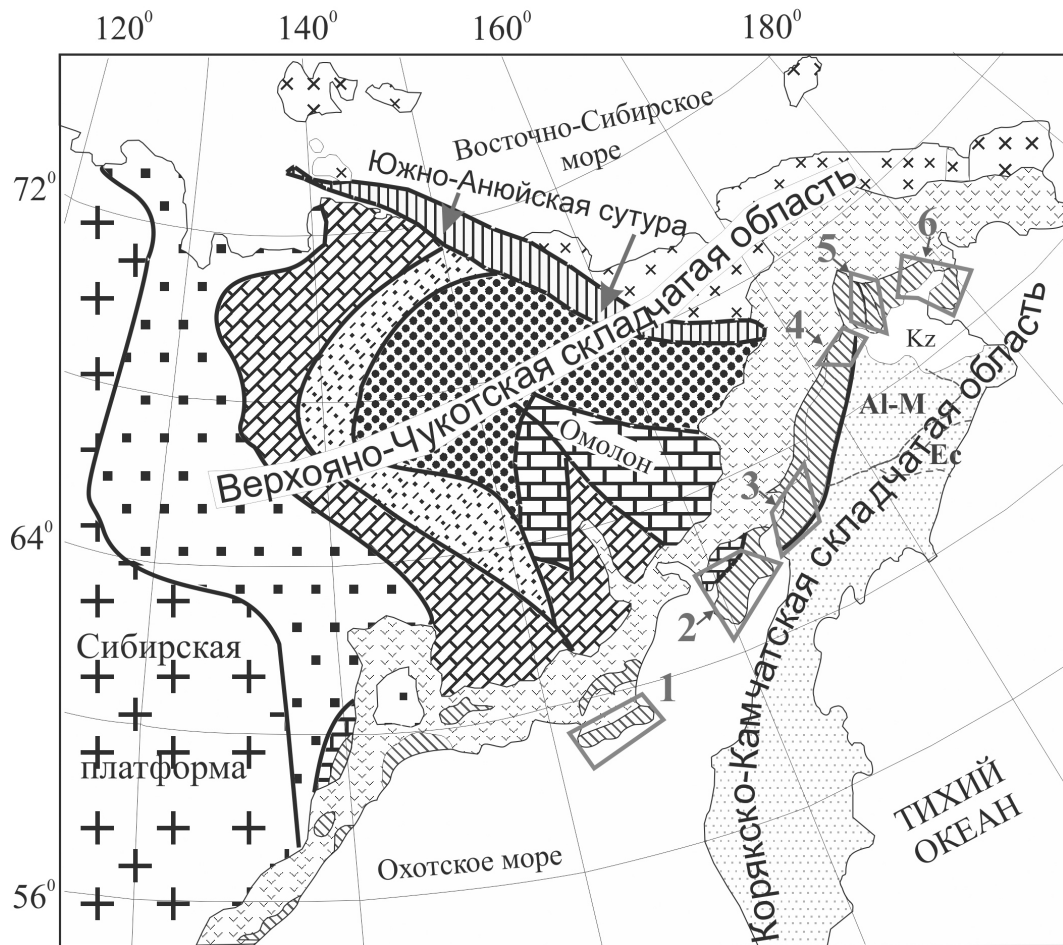
Однако при изучении структурно-вещественных комплексов покровно-складчатых поясов геолог сталкивается с определенными трудностями, в первую очередь вызванными неполнотой информации, получаемой при изучении сохранившихся объектов. Одной из главных проблем остается выяснение полярности палеосейсмофокальных зон. При этом метод восстановления поперечной геохимической зональности островодужного магматизма редко находит применение при изучении доаккреционных комплексов из-за их фрагментарности и сложной дислоцированности. Недостаточная изученность островодужных серий и дискретность информации для древних комплексов нередко являются причиной весьма значительных разночтений и противоречивых палеотектонических реконструкций.







В докладе на конкретных объектах обсуждаются примеры решений наиболее дискуссионных проблем реконструкции конвергентных границ плит: время существования и особенности тектонической эволюции; полярность зон субдукции; геодинамическая природа островных дуг; количество островных дуг и их пространственное положение; появление экзотических террейнов и др. Приводятся примеры комплексов, образовавшихся в «нестандартных» или еще малоизученных геодинамических обстановках. Обосновывается, что наиболее надежным методом определения полярности древних зон субдукции является реконструкция тектонопары островная дуга – аккреционная призма. При этом поиск и выяснение первичных палеогеографических связей между разновозрастными комплексами должен дополняться определением их пространственных соотношений и межрегиональной корреляцией.

На северо-востоке Азии широко распространены островодужные комплексы разного возраста [2, 5]. Они встречаются в Верхояно-Чукотской (мезозоида) и Корякско-Камчатской складчатых областях, хотя геодинамическая природа и время формирования слагающих покровно-складчатых структур различно (рисунок). Обилие островодужных комплексов создает также трудности «пространственного» плана. На северо-востоке Азии известны надсубдукционные комплексы разных палеогеографических провинций. В мезозоидах, наряду с бореальной фауной, встречаются комплексы, содержащие тетические виды [1]. В Эконайском террейне установлены островодужные комплексы с тетической фауной. Наиболее широко развиты верхнеюрско-нижнемеловые образования. Они известны в Верхояно-Колымской, Чукотской, Западно-Корякской складчатых системах и в северной части Корякского нагорья, в Майницком и Алганском террейнах, где островодужные образования слагают отдельные пластины и чешуи [5, 6].

Вопросы реконструкции конвергентных границ плит рассматриваются главным образом на примере верхнеюрско-нижнемеловых комплексов. Реконструкция палеоструктур зон перехода континент – океан была выполнена для ключевых наиболее информативных объектов с последующей экстраполяцией на соседние регионы. Среди многочисленных островодужных образований были выделены аллохтонные террейны и комплексы, которые по структурному положению, характеру фауны и другим параметрам могут рассматриваться как фрагменты конвергентной границы Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики.

Для позднеюрско-раннемелового времени наиболее надежно реконструируется протя-



-  Охотско-Чукотский вулканогенный пояс  
**Структуры Верхояно-Колымской складчатой системы:**  
      
 Ануйско-Чукотская складчатая система  
 Южно-Ануйская складчатая система  
 Западно-Корякская складчатая система

**Тектоническая схема Северо-Восточной Азии.** Сегменты Удско-Мургальской конвергентной границы: 1 – Кони-Пьягина, 2 – Тайгоносский, 3 – Пенжинский, 4 – Усть-Бельский, 5 – Пекульнейский, 6 – Чукотский. Al-M – Алганский и Майницкий, Ec – Эконайский террейны.

женная Удско-Мургальская островодужная система (рисунок), которая прослеживается от Монголо-Охотской складчатой области на юге до Чукотского п-ова на севере [7]. В южной части, включая Кони-Пьягинский сегмент, реконструируется только вулканическая часть островодужной системы с элементами тыловой части. Островодужные комплексы здесь залегают на гетерогенном основании: Сибирский кратон, Верхоянский комплекс, Охотский микроконтинент и Кони-Тайгоноская позднепалеозойско-раннемезозойская островная дуга [7]. Следовательно, позднеюрско-раннемеловая конвергентная граница располагалась косо по отношению к более древнему структурному плану. На всем этом пространстве островодужные комплексы



располагались на краю континента, и можно уверенно говорить об окраинно-континентальном поясе.

В Тайгоносском и Пенжинском сегментах восстанавливается латеральный ряд структур: вулканическая дуга – предостроводужная часть – аккреционная призма – желоб – океаническая плита. Фундаментом островной дуги служили структуры более древней Кони-Тайгоносской дуги и аккрецированные к ней террейны, в том числе раннепалеозойские офиолиты. В отложениях ордовика, перекрывающих офиолиты, встречается галька островодужных вулканитов. Раннепалеозойские островные дуги неизвестны в структурах северо-востока Азии. Кроме того, фаунистические остатки в этих конгломератах характерны для Северо-Американского континента. Эти данные указывают на экзотическую природу раннепалеозойских офиолитов, появление которых в аккреционной структуре Азии было вызвано перестройками спрединговых систем Панталассы [6]. Отсутствие в фундаменте Удско-Мургальской дуги древней докембрийской континентальной коры подтверждается изотопными данными [3]. На большей части этих сегментов островодужные образования также формировались на краю континента. Однако в северо-восточном направлении в тылу дуги появляются морские отложения и окраинно-континентальный пояс на этой части континентальной окраины сменялся энсиалической дугой. Важную информацию об интенсивности островодужного вулканизма дает изучение состава осадочных отложений, накапливавшихся в предостроводужной обстановке [8].

Иная картина наблюдается в Пекульнейском сегменте, где островодужные комплексы залегают на гетерогенном фундаменте, включавшем фрагменты как нижней части континентальной коры, так и океанической литосферы [4]. Подобного рода фундамент был создан тектоническим совмещением разнообразных по возрасту, составу и глубинности комплексов (вертикальная аккреция). В тылу дуги располагался задуговой бассейн с океанической корой, который, вероятно, был связан с Южно-Аньюским палеоокеаном. Геодинамическая природа Пекульнейского сегмента Удско-Мургальской конвергентной границы базируется на противоречивых геологических и геохимических данных.

Восточная, Чукотская, ветвь конвергентной границы маркируется тремя сегментами – Канчаланским, Ушканьегорским и Золотогорским. Они также имеют разное основание, в котором, вероятно, участвует и сиалическая кора. По сравнению с Пекульнейским сегментом вдоль Чукотской ветви поглощение океанической коры происходило достаточно «вяло», что могло быть связано с тем, что на этом отрезке граница плит представляла собой зону скольжения [4].

Новые данные получены для Усть-Бельского сегмента. Обоснован девонский возраст времени заложения конвергентной границы Северо-Западной Пацифики и Сибирского континента. Вместе с тем не находит своего объяснения широкое развитие интенсивно деформированных (broken formation, катаклазиты и милониты) и метаморфизованных в пренит-пумпеллит-цеолитовой фации базальт-кремнисто-терригенных образований.

В докладе также обсуждаются возможные интерпретации природы, тектонической позиции и реконструкции островодужных комплексов Южно-Аньюской сутуры и эволюция Олойской ветви конвергентной границы. Предлагается реконструкция конвергентных границ Сибири с Протоарктическим океаном и Пацификой.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11-05-00074, госконтракта № 14.740.11.0190, программы ОНЗ РАН №10 и программы «Ведущие научные школы» (НШ-5177.2012.5).

- [1] Бычков Ю.М. Триас северо-востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 61 с.
- [2] Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- [3] Луцицкая М.В., Шатагин К.Н. Первые Sr–Nd изотопные данные по гранитоидам Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов (южная часть п-ова Тайгонос, северо-восток России) // Доклады Академии наук. 2006. Т. 410, № 5. С. 647–650.
- [4] Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
- [5] Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- [6] Соколов С.Д. Аккреционная тектоника на современном этапе // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
- [7] Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент –

Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики (Тр. ГИН РАН; Вып. 515). М.: Наука, 1999. С. 30–84.

- [8] Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А., Копорулин В.И., Григорьев В.Н. Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской губы // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 237–250.

## Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.А. Сорокин\*, А.А. Колесников\*, А.Б. Котов\*\*, В.П. Ковач\*\*

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

\*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из крупнейших и наиболее сложно-построенных структурных единиц Восточной Азии. В современном структурном плане пояс представляет собой типичную межплитную (шовную) зону, состоящую из вытянутых вдоль его простирания лентовидных террейнов, которые в практике геологического картирования традиционно рассматриваются в качестве структурно-формационных зон и подзон [1, 2]. Объектами данного исследования являются палеозойские метавулканогенные и метатерригенные породы, представляющие практически все стратиграфические подразделения, выделяемые в составе западной части Тукурингра-Джагдинского террейна [3], которая иногда рассматривается в качестве самостоятельного Янканского террейна.

В результате проведения геологического картирования [2] в строении последнего выделяется две структурные подзоны (тектонических блока): Шахтаунско-Стрелкинская и Янканская. В строении Шахтаунско-Стрелкинской подзоны выделяются две стратиграфические единицы (снизу вверх) – бальдижакская (песчаники, алевролиты с прослоями и линзами известняков, туфов основных пород) и шахтаунская (метабазалты, метатифы базальтов с прослоями метатерригенных пород) толщи. В строении Янканской подзоны выделяется четыре стратиграфических подразделения (снизу вверх): дрелинская толща (серицитовые, кварц-серицитовые, графитистые сланцы, филлитизированные алевролиты, метапесчаники, линзы мраморов и мраморизованных известняков, метавулкаников), джалиндинская свита (метабазалты, метаморфизованные кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, филлитизированные алевролиты, мраморизованные известняки и мрамора, известковистые метапесчаники), крестовская свита (метапесчаники, метаалевролиты, серицитовые сланцы, мраморизованные известняки), преображенновская свита (метапесчаники, метаалевролиты, известковистые песчаники).

Метатерригенные породы Шахтаунско-Стрелкинской подзоны обеих толщ характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon Nd = -12.3 \dots -15.6$ , сравнительно древними значениями модельного возраста  $tNd(DM) = 1.7-2.0$  млрд лет. Метабазалтам шахтаунской толщи этой же подзоны свойственны положительные величины  $\epsilon Nd = +4.9 \dots +7.2$  при высоких значениях отношения  $^{147}Sm/^{144}Nd > 0.14$ .

Метапесчаники джалиндинской свиты Янканской подзоны, по сравнению с метаосадками Шахтаунско-Стрелкинской подзоны, характеризуются более высокими значениями  $\epsilon Nd = -6.3 \dots -10.7$ , а также более молодым модельным возрастом  $tNd(DM) = 1.6-1.7$  млрд лет. Метабазалтам рассматриваемой свиты присущи положительные значения  $\epsilon Nd = +6.7 \dots +12.8$  при  $^{147}Sm/^{144}Nd > 0.21$ , близкие к таковым в метабазалтах шахтаунской толщи. Метатерригенные породы крестовской и преображенновской свит, в рамках существующих корреляционных схем венчающие разрез Янканской подзоны, отличаются весьма широким диапазоном значений как  $\epsilon Nd = -5.6 \dots -19.9$ , так и  $tNd(DM) = 1.5-2.2$  млрд лет.

В целом можно отметить, что исследованные породы Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса характеризуются значительными вариациями Sm-Nd изотопно-геохимических параметров, при этом в наибольшей степени это свойственно метаосадочным породам.

Положительные величины  $\epsilon Nd = +4.9 \dots +12.8$  в метабазалтах Шахтаунско-Стрелкинской и Янканской подзон указывают на их связь с деплетированным мантийным источником. Отмеченный выше широкий разброс значений изотопных параметров в метаосадочных образованиях Янканского террейна может свидетельствовать о том, что в период осадконакопления источ-

никами обломочного материала были разнотипные по изотопному составу геологические комплексы. Исходя из представлений о том, что Монголо-Охотский складчатый пояс представляет собой фрагменты палеоокеана, такими источниками могли стать как острова, островные дуги, располагавшиеся внутри этого палеоокеана, так и континентальные окраины. Однако, как показывают исследования пелагических океанических осадков (см. обзор в [4]), их состав главным образом определяется материалом, поступающим с континентов в виде пыли, речных стоков. По-видимому, именно этим объясняются отрицательные значения параметра  $\epsilon Nd$  и древний Nd-модельный возраст (не моложе 1.5 млрд лет) в метаосадках Янканского террейна. Это указывает на то, что их источниками послужили позднедокембрийские породы и (или) более молодые изверженные породы, исходные расплавы которых образовались в результате переработки континентальной коры позднедокембрийского возраста.

При этом можно отметить, что метапесчаники преображенновской и джалиндинской свит, с одной стороны, и крестовской свиты, бальдижакской и шахтаунской толщ, с другой, характеризуются определенными различиями Sm-Nd изотопно-геохимического состава. Первым свойственны значения  $\epsilon Nd = -5.6 \dots -10.7$ , при  $tNd(DM) = 1.5-1.7$  млрд лет, вторым –  $\epsilon Nd = -12.3 \dots -19.9$ , при  $tNd(DM) = 1.7-2.2$  млрд лет. Можно предположить, что эти группы значений отражают состав двух изотопных провинций, обеспечивших снос материала в Монголо-Охотский океан.

В первом приближении можно предположить, что такими провинциями являются Аргунский супертеррейн (континентальный массив) и юго-восточная окраина Северо-Азиатского кратона, которые в современном структурном плане образуют континентальное обрамление Монголо-Охотского складчатого пояса. Так, полученные в последние годы данные для разновозрастных магматических и палеозойских осадочных комплексов северо-восточной окраины Аргунского супертеррейна [5] свидетельствуют о том, что для изотопной структуры этого континентального массива характерны значения  $tNd(DM) = 1.0-1.5$  млрд лет. Для магматических и метаморфических комплексов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона величины модельного возраста, как правило, существенно древнее  $tNd(DM) = 2.0-3.2$  млрд лет [6–8].

Кроме того, представляется важным обратить внимание на следующий момент. На фоне общей широкой вариативности значений Sm-Nd-изотопно-геохимических параметров метаосадочных образований по разрезу, их величины внутри выделяемых стратиграфических подразделений достаточно постоянны. Это может свидетельствовать о том, что ассоциации терригенных и вулканогенно-терригенных пород, выделяемых в качестве свит и толщ, на самом деле слагают тектонические пластины, не находящиеся в стратиграфических взаимоотношениях друг с другом.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект 12-I-0-ОНЗ-09), Программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее».

- [1] *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий*. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
- [2] *Кошеленко В.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Становая серия. Лист N-51-XVII / Ред. А.В. Пипич. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
- [3] *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // *Тихоокеанская геология*. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- [4] *Hyeong K., Kim J., Pettke T. et al.* Lead, Nd and Sr isotope records of pelagic dust: Source indication versus the effects of dust extraction procedures and authigenic mineral growth // *Chemical Geology*. 2011. V. 286. P. 240–251.
- [5] *Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др.* Источники палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // *Доклады Академии наук*. 2012. Т. 445, № 5. С. 577–581.
- [6] *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* О возрасте усть-гилной толщи Станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Доклады Академии наук*. 2012. Т. 444, № 4. С. 402–406.
- [7] *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Доклады*

Академии наук. 2011. Т. 438, № 3. С. 355–359.

- [8] Велиславинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Метабазальты брянтинской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 266–281.

## ФРАГМЕНТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА)

А.А. Сорокин\*, Ю.В. Смирнов\*, А.Б. Котов\*\*, В.П. Ковач\*\*

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

\*\*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс является одной из сложнопостроенных складчатых структур, входящих в систему Центрально-Азиатского складчатого пояса. По существующим представлениям [1 и др.], этот пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая.

В пределах российской части Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс представлен Нора-Сухотинской зоной (террейном). В строении последней участвуют терригенные, карбонатные, вулканогенные комплексы широкого возрастного диапазона – от силура до раннего карбона [2]. В геодинамическом плане Нора-Сухотинская зона представляет собой типичную граничную структуру, возникшую на месте океанического пространства, разделявшего в палеозое Аргунский и Бурей-Цзямусинский супертеррейны. Однако, в отличие от других подобных структур (например, Монголо-Охотского складчатого пояса), ее границы не вполне отчетливы. В первую очередь это обусловлено интенсивными тектоническими процессами, затушевавшими первичный структурный план и приведшими к «мозаичному» строению рассматриваемой зоны. В результате этих процессов Нора-Сухотинская зона трассируется цепочкой тектонических пластин, сложенных палеоокеаническими породами, среди замысловатого коллажа блоков, преимущественно сложенных разновозрастными гранитоидами. При этом указанные образования в значительной степени перекрыты рыхлыми отложениями Амура-Зейской впадины.

Нами были изучены метагабброиды и metabазальты Сюдудулкинского блока, ранее [3, 4] включавшиеся в состав условно позднепротерозойской туранской серии и рассматривавшиеся как неотъемлемая часть строения Туранского террейна (массива). Указанный блок вытянут с юго-запада на северо-восток на 50 км при ширине до 15 км.

Исследуемые породы претерпели зеленосланцевые изменения и зеленосланцевый динамометаморфизм, в силу чего реликты первичных структур сохраняются лишь в единичных случаях. Большинство этих пород характеризуются устойчивым минеральным парагенезисом: актинолит + эпидот + хлорит + магнетит + сфен ± кальцит ± альбит ± кварц. Метагабброиды сложены амфиболом (50–75 %), соссюритизированным плагиоклазом (20–40 %), акцессорными минералами, представленными сфеном, магнетитом, титаномагнетитом, апатитом (до 5 %). Структура пород реликтовая габбровая.

По соотношению  $SiO_2=46.56-50.38\%$  и  $K_2O+Na_2O=2.00-3.97\%$  все рассматриваемые породы соответствуют габбро, базальтам. Низкие содержания  $K_2O$ , обычно не превышающие 0.20 %, высокие значения отношения  $FeO^*/MgO$ , варьирующие от 1.17 до 1.84, позволяют относить их к толеитовой серии. Все metabазальты характеризуются низкой глиноземистостью ( $al'=0.5-0.7$ ), низкими до умеренных концентрациями  $TiO_2=1.19-1.69\%$ , дефицитом легких редкоземельных элементов ( $[La/Yb]_n=0.27-0.47$ ), что приближает их к такому геохимическому типу пород, как базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB). В то же время они в некоторой степени обогащены Rb (до 8.8 ppm), Ba (до 48 ppm), Th (до 0.27 ppm), U (до 0.34 ppm), при относительном дефиците Nb (0.68–1.18 ppm), Ta (0.06–0.12 ppm), Hf (0.54–1.29 ppm), что свойственно толеитам внутриокеанических островных дуг.

Согласно проведенным исследованиям [5], возраст метагабброидов составляет  $455.0\pm 1.5$  (U-Pb метод).

Результаты изучения изотопно-геохимических (Sm-Nd) особенностей пород свидетельствуют о том, что и метагабброиды, и metabазальты Сюдудулкинского блока характеризуются высокими положительными значениями  $\epsilon Nd = +11.1...+13.3$  (при  $^{147}Sm/^{144}Nd > 0.22$ ) и позволяют

предполагать их связь с деплетированным мантийным источником.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что метагабброиды Сюкдулкинского блока имеют не позднепротерозойский, как было принято считать ранее [3, 4], а раннепалеозойский (позднеордовикский) возраст. При этом тесная пространственная сопряженность метагабброидов и метавулканитов, их практически идентичные геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические особенности дают определенные основания рассматривать их в качестве единой ассоциации.

Выше было отмечено, что в существующих схемах структурного районирования [3, 4] Сюкдулкинский блок рассматривается в качестве составной части Туранского массива (террейна). Однако в строении последнего установлены раннекембрийские терригенно-карбонатные отложения, охарактеризованные комплексом атдабанских археоциат [2], а также среднекембрийские риолиты с признаками внутриплитного происхождения [6], которые связываются нами с расколом раннепалеозойской пассивной континентальной окраины. Приведенные выше материалы свидетельствуют о том, что присутствие в строении Туранского террейна более молодых метагабброидов и metabазальтов с геохимическими особенностями, свойственными толетам внутритрокеанических островных дуг, представляется не вполне логичным. По мнению авторов, эти образования могут представлять собой фрагменты океанического пространства, разделявшего в раннем палеозое Аргунский и Буря-Цзямусинский супертеррейны.

При такой интерпретации исследуемые геологические комплексы логично рассматривать в составе Нора-Сухотинской зоны – фрагмента Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса. При этом, как было отмечено выше, геохимические и изотопно-геохимические особенности метагабброидов и метавулканитов свидетельствуют о том, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их формирования является внутритрокеаническая островная дуга. Это хорошо согласуется с выявлением ордовикских внутритрокеанических островных дуг в пределах другого сегмента Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса, а именно на территории Внутренней Монголии [7].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-98504-р\_восток\_a), Президиума ДВО РАН (12-III-B-08-179).

- [1] 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.
- [2] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- [3] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- [4] Макар В.И. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Хингано-Буреинская серия. Лист. М-52-V. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
- [5] Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 1. С. 55–60.
- [6] Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439, № 3. С. 370–375.
- [7] Jian P., Liu D., Kroner A. et al. Time scale of an early to mid-Paleozoic orogenic cycle of the long-lived Central Asian orogenic belt, Inner Mongolia of China: Implications for continental growth // Lithos. 2008. V. 101. P. 233–259.

## ПАЛЕОБИОЦЕНОЗЫ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО РИФЕЯ В СТРАТОТИПЕ ЮЖНОГО УРАЛА

А.М. Станевич\*, В.И. Козлов\*\*, В.Н. Пучков\*\*, Т.А. Корнилова\*, Н.Д. Сергеева\*\*

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

\*\* Уфа, Институт геологии Уфимского НЦ РАН, puchkv@ufaras.ru

В мировой микрофитологии важнейшей проблемой является установление биологической принадлежности докембрийских микрофоссилий (М). Вместе с тем не остается сомнений в том, что многие из родов сложных и крупных акритарх представляют собой остатки эукариотных организмов, вероятнее всего грибов и водорослей разных отделов. Указанная проблема касается и микробиот стратотипа рифея Южного Урала. Высокая степень микрофитологической изученности стратотипа породила в свое время уверенность в межрегиональном корреляционном значении многих М из его отложений. Сегодня видно, что часть из «видов-индексов» верхнего рифея в разрезах других регионов стала известна в более древних отложениях позднего докембрия, вплоть до слоев нижнего рифея. В результате исследований многих микрофитологов М были изучены из всех серий стратотипа. Нами обработано около 40 проб из отложений среднего (зигазино-комаровская и авзянская свиты) и верхнего (зильмердакская, инзерская, укская свиты) рифея. М изучались как в препаратах, так и в петрографических шлифах, что позволило наблюдать формы, не сохраняющиеся при растворении, и их соотношение с осадком. Из двух среднерифейских свит описано соответственно 4 и 14 видов. Из зильмердакской свиты описано 11 видов, из инзерской – 32 вида, из укской – 28 видов.

Отложения среднего рифея здесь представлены углеродсодержащими сланцами, отражающими стагнационные условия. В осадке присутствуют скопления и цепочки М (таблица, б, в), которые представляют собой сообщество хемолитотрофных бактерий, ведущих бентосный образ жизни. Здесь же обнаружены привнесенные крупные остатки (таблица, а), которые ранее были сопоставлены с бурыми водорослями [1]. Октаэдрические формы (таблица, д, е, ж) раньше были известны в мире не древнее позднего рифея. Они сопоставляются с аэробными серными бактериями [1]. К бактериям, видимо, относится и радиально-лучистая форма (таблица, и), описанная ранее из отложений середины неопротерозоя Саяно-Байкальского региона [1].

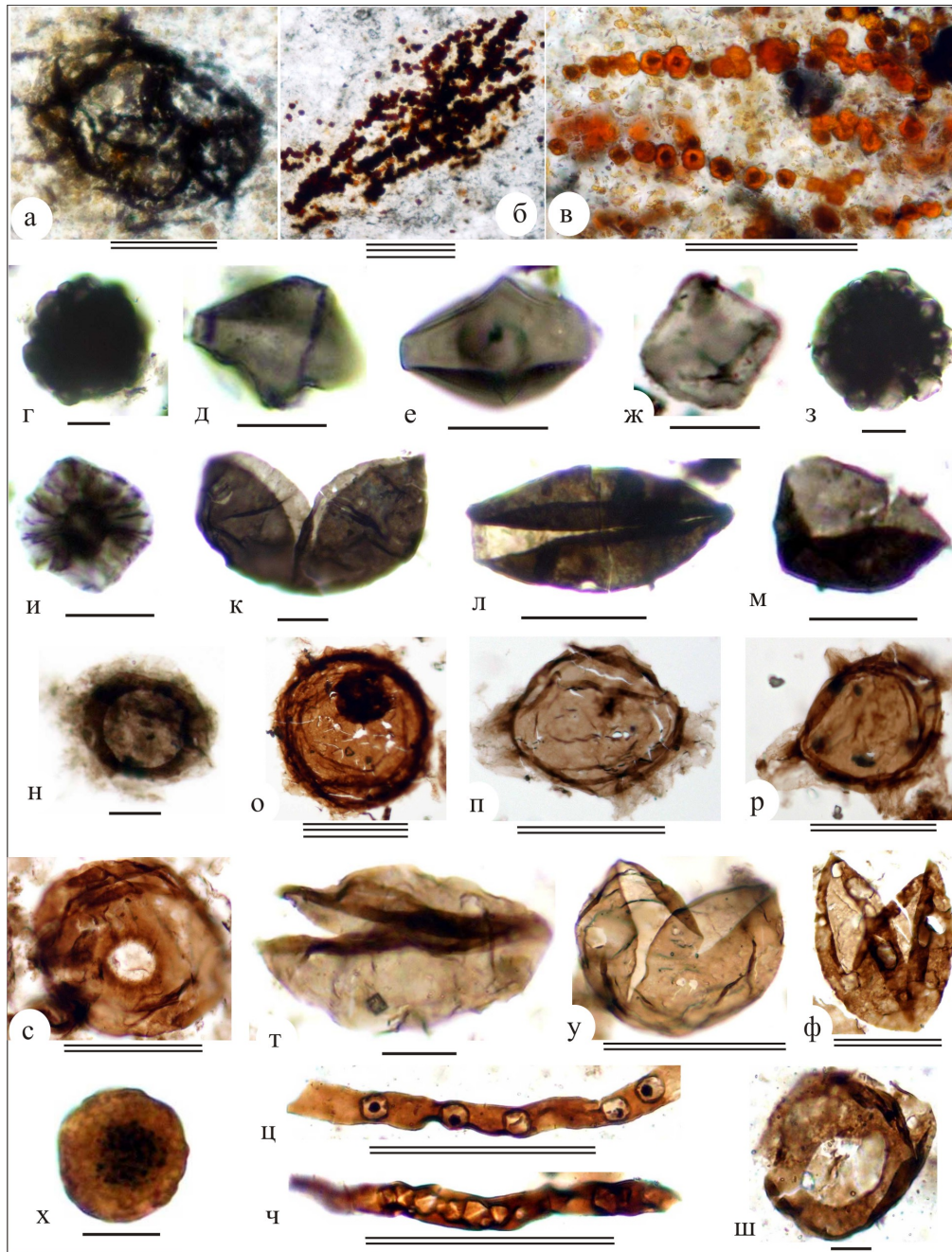
Среди изученных форм верхнего рифея больше половины относится к цианобактериям. Интерес представляют впервые обнаруженные в позднем рифее объемные формы акритарх, известные ранее в разных регионах, начиная с венда (таблица, н, х). Наряду с хорошо известными *Trachyhustrichosphaera Negm.*, в инзерской свите обнаружен новый вид этого неопротерозойского рода (таблица, п, р). В инзерской и укской свите присутствует форма с обрамленной дыркой (таблица, с, ш). Аналогичная форма и ряд морфологически переходных форм разных родов акритарх дебенгдинской свиты были сопоставлены с конъюгатными зелеными водорослями, имеющими половое размножение [2]. Эти же формы, но более мелкие и темные, присутствуют и в среднерифейской авзянской свите (таблица, к, м). Из укской свиты получены разнообразные нити цианобактерий (таблица, ц, ч), которые предварительно можно сопоставить с представителями гормогониевого или хамесифонового класса.

Таким образом, во многих случаях таксономические расхождения палеобиот разных свит обуславливаются разными обстановками осадконакопления и, как следствие, разного типа биоценозами. Известный и вновь полученный материал показывает, во-первых, богатство рифейской жизни и перспективы новых находок, во-вторых, вероятность построения морфологических рядов акритарх, предположительно соответствующих циклам развития представителей крупных таксонов растительного мира и, наконец, возможность выявления эволюционных трендов возрастной морфологической изменчивости, что имеет чрезвычайно важное значение для стратиграфии.

Исследования выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (проект 10.3).



Микрофоссилии среднего и верхнего рифея Южного Урала



Пр и м е ч а н и е. Все изображенные экземпляры хранятся в Институте земной коры СО РАН. Одинарная линейка – 10 мкм, двойная – 50 мкм, тройная – 100 мкм. Препарат – пр., шлиф – шл. Средний рифей. Авзянская свита: а – *Leiosphaeridia cf jacutica* (Tim.) Mikh. et Jank., шл. № 6-9-5а; б, в – колонии минерализованных железобактерий (?) (акритархи *Clavata sp.*, *Nucellosphaera sp.*, *Octaedrixium (?) sp.*), б – шл. № 6-9-1b, в – шл № 6-9-2f; г, з – *Bavlinella aff variabilis* (Moorm.) Stan., г – пр. № 870-4-4, з – пр. № 870-8-1 (А-1); д, е, ж – *Octaedrixium* Rud. em. Vidal, д – пр. № 870-3-7 (А-1), е – пр. № 881-3-2 (А-7), ж – пр. № 872-1-13 (А-5); и – *Radiata costata* Stan., пр. № 882-4-5 (А-7); к, м – *Leiosphaeridia bicrura* Jank., к – пр. № 872-10-7 (А-5), м – пр. № 888-2-9 (А-6); л – *Macroptycha div. sp.*, пр. № 882-3-11 (А-7). Верхний рифей. Зильмердакская свита: н – *Retiforma aff tolparica* Mikh., пр. № 855-2а-3 (А-4). Инзерская свита: о – *Trachyhystrichosphaera aimica* Herm., пр. № 863-8-11а (А-11); п, р – *Trachyhystrichosphaera sp. 1*, п – пр. № 863-2-2 (А-11), р – пр. № 865-10-10 (А-11); с – *Leiosphaeridia kulgunica* Jank., пр. № 893-5-1 (А-11); т, у, ф – *Leiosphaeridia bicrura* Jank., т – пр. № 893-2-1, у – пр. № 893-3-2-1 (А-11), ф – пр. № 892-3-1 (А-11). Укская свита: х – *Bavlinella faveolata* Schep., пр. № 891-2-25-1 (А-10); ц, ч – нити гормогониевых цианобактерий (?), ц – пр. № 891-2-2, ч – пр. № 891-2-8-2b (А-10); ш – *Leiosphaeridia kulgunica* Jank., пр. № 891-2-5-1 (А-10).

- [1] Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. 204 с.
- [2] Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А. и др. Микрофоссилии арымасской и дебенгдинской свит рифея Оленекского поднятия: возраст и предполагаемая природа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 1. С. 23–40.

## МИКРОФОССИЛИИ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГА ПРОВИНЦИИ ЛЯОНИН (ЛУХАИ, КИТАЙ): ПРИРОДА И УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ

А.М. Станевич\*, Т.А. Корнилова\*, Д.П. Гладкочуб\*,  
Лингсен Зенг\*\*, Е.Н. Максимова\*\*\*

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

\*\*Пекин, Китай, Институт геологии Китайской академии геологических наук, changting1970@yahoo.com

\*\*\*Иркутск, Государственный педагогический университет, evgen\_max@list.ru

Одним из немногих подходов, дающих возможность наметить систематическую принадлежность микрофоссилий докембрия, является экобиологический, который учитывает условия метаболизма крупных таксонов растительного мира. Нами были изучены ассоциации органостенных форм из неопротерозойской формации Wangjiatan полуострова Ляодун Северо-Восточного Китая. В громадном карьере юго-восточной стороны полуострова вскрываются морские отложения верхов неопротерозоя и нижнего кембрия. Переслаивание и латеральное замещение таких фаций, как пестроцветные, реже темные аргиллиты и строматолитовые известняки, свидетельствуют о мелководных, частично лагунных условиях осадконакопления. Пробы на микрофоссилии были отобраны из темных до черного аргиллитов. Их органостенная составляющая изучалась как в шлифах, так и в препаратах, изготовленных из продуктов растворения пород.

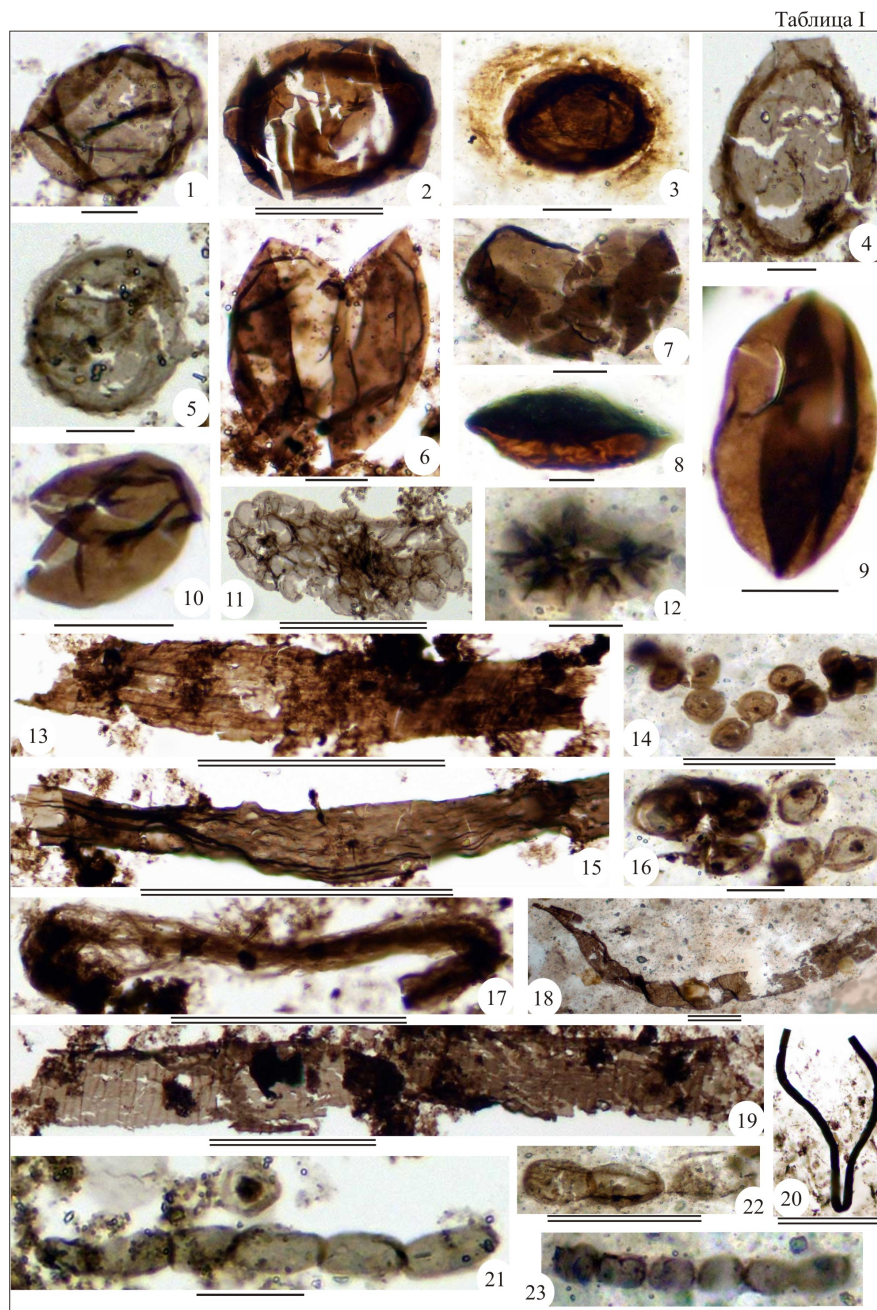
Следует подчеркнуть, что микрофоссилии из глинистых отложений представляют собой остатки организмов, часто имеющих разную природу и условия жизнедеятельности, по-другому говоря, являются полным или частичным танатоценозом. Это хорошо видно по представленному материалу, где можно выделить несколько палеобиологических групп (табл. I, II). Часть микрофоссилий с уверенностью распознаются как цианобактерии (табл. I, 18 – 23; табл. II, 2, 5, 6). Цианобактериальные формы, вероятнее всего, были привнесены с недалеко расположенных участков развития строматолитовых построек. Удлиненные нити, часть которых имеет закрученно-зубцовое строение, возможно, также принадлежали цианобактериальному сообществу (табл. II, 1, 3, 4). Большинство других микрофоссилий следует рассматривать в классификации акритарх, что подразумевает их неясную естественно-систематическую принадлежность. Вместе с тем морфология, размеры форм и сделанные ранее выводы позволяют предварительно наметить биологическую принадлежность части рассматриваемых акритарх.

Разновидности с коккоидной структурой трактуются как анаэробные сульфатредуцирующие серные бактерии бентосного обитания (табл. II, 10–12). Отложения с подобными бактериоценозами формируются в анаэробных, в разной степени стагнационных, условиях морских бассейнов, вплоть до мезобатиальных, афотических зон [1]. В нашем случае углеродистые аргиллиты с микрофоссилиями накапливались в лагунных условиях. Мелкие формы, образующие скопления, агрегаты и округлые колонии, видимо, обитали в аналогичных условиях (табл. II, 7–9). Можно предположить, что эти формы являлись ценобиальной колонией зеленых водорослей [2]. Несмотря на минеральные преобразования, ожелезненные формы (табл. II, 13–16), вероятнее всего, представляли собой колонии. Они могут быть сравнены с колониями типа ценобиев зеленых водорослей порядка *Volvocales*. Для них часто характерна пальмеллоидная структура и факультативно планктонный образ жизни. Здесь мы, скорее всего, наблюдаем стадию бентоса, когда скопления колоний, окруженные слизью, обитали на дне мелководного водоема.

Акритархи *Leiosphaeridia* Eis. и *Simia* Mikh. et Jank. широко распространены в разрезах мира и известны начиная с нижних слоев позднего протерозоя (табл. I, 1–10). Они, вместе с обрывками слоевищ, скорее всего, отражают фрагменты единого биоценоза бурых водорослей, ведущих факультативно бентосный образ жизни [2]. Исходя из сказанного, водоросли являлись бентосом литорали, а мы видим только остатки их зарослей в виде неоднократно перенесенных фрагментов.



Т а б л и ц а I.

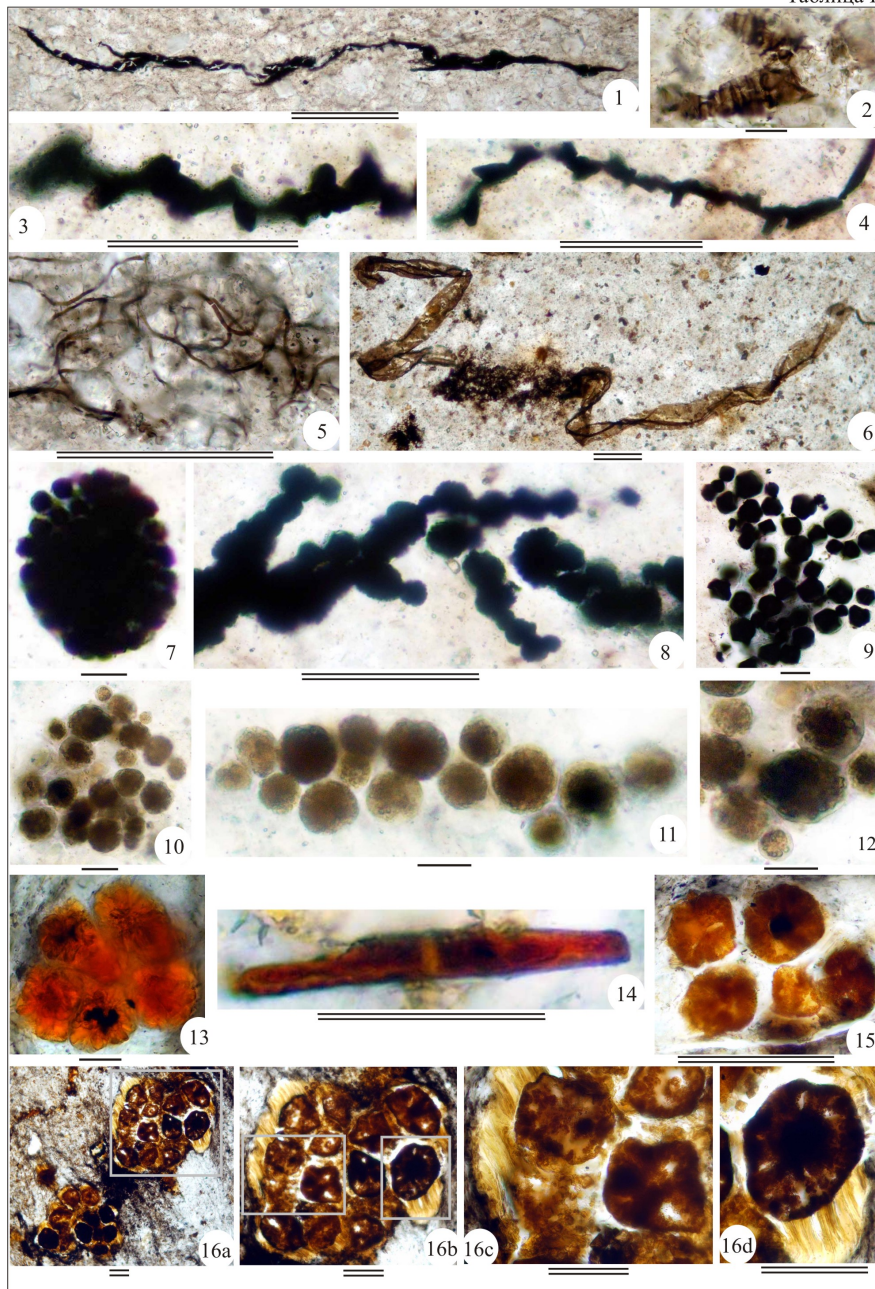


Фиг. 1. *Leiosphaeridia crassa* (Naumova) Jank.; МК. Фиг. 2. *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.) Mikh. et Jank.; SK. Фиг. 3. *Simia annulare* (Tim.) Mikh.; SK. Фиг. 4. *Simia* sp.; МК. Фиг. 5. *Trachyhystrichosphaera* sp. МК. Фиг. 6, 7, 10. *Leiosphaeridia bicrura* Jank.; МК, SK, МК. Фиг. 8, 9. *Scaphyta* sp.; SK. Фиг. 9. *Macroptycha* Tim.; МК. Фиг. 11. *Synsphaeridium* Eis.; МК. Фиг. 12. *Kirbia multipartita* Mikh. et Volk.; SK. Фиг. 13, 15. Фрагмент водорослевого таллома; МК. Фиг. 14, 16. *Ostiana microcystis* Herm.; МК. Фиг. 17. Обрывок водорослевого слоевища; МК. Фиг. 18. *Botuobia* sp.; SK. Фиг. 19. *Botuobia* cf. *vermiculata* Pjat.; МК. Фиг. 20. *Leiostrichoides typicus* Herm.; МК. Фиг. 21, 23. *Trachytrichoides* sp. МК, SK. Фиг. 22. *Trachy-trichoides ovalis* Hermann; SK.

Несмотря на дискуссионность вышеприведенных актуопалеонтологических сравнений, обнаруженные органостенные и минерализованные микрофоссилии представляют собой остатки различных биологических групп. Не вызывает сомнений отнесение трихом и спиральных форм к цианобактериальному сообществу. Более спорным выглядит параллелизация акритарх

Т а б л и ц а П.

Таблица II



Фиг. 1. Цианобактериальные (водорослевые ?) нити; SK. Фиг. 2. *Obruchevella sp.*; SK. Фиг. 3, 4. Спирально-закрученные нити; SK. Фиг. 5. Скопления *Eomycetopsis lata* Gol. et Bel.; SK. Фиг. 6. *Botuobia div. sp.* SK. Фиг. 7. Колония железистых бактерий (*Bavlinella sp.*); SK. Фиг. 8, 9. Конгрегация железистых бактерий; SK. Фиг. 10, 11, 12. Прижизненные скопления бактериальных форм *Bavlinella faveolata* Scher.; SK. Фиг. 13, 15. Железо-содержащие колонии (*Sympla-ssosphaeridium sp.*); SK. Фиг. 14. Железосодержащие *Eosynechococcus giganteus* Gol. et Bel. SK. Фиг. 16. Железосодержащие и силифицированные скопления микрофоссилий грибной (?) природы; SK. Масштабные линейки: Одинарная – 10 микрон, двойная – 50 микрон. Материал хранится в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск). Микрофоссилии изучались в препаратах от кислотного растворения (МК) и в петрографических шлифах (SK).

разных родов с бурыми и зелеными водорослями. Сделанные выводы требуют подтверждения при дальнейших исследованиях. Изученные отложения характеризуют узкую зону проксимального шельфа, где соседствуют две группы фаций: хемобиогенных карбонатов и алевроитовых



глин, отложившихся в застойной обстановке. Остатки водорослей и цианобактерий приносились и захоронялись в осадках последней, где обитало сообщество хемолитотрофных бактерий.

Принимая изучение органических остатков докембрия как часть палеонтологии, следует подчеркнуть, что возрастной аспект данной дисциплины обусловлен, в первую очередь, знаниями о природе и эволюционных тенденциях древних организмов. Таким образом, экобиологический профиль является определяющим для докембрийской биостратиграфии. Часть «молодых» форм, особенно *Kirbia multipartita* Mikh. et Volk., указывают на позднепротерозойский возраст формации Wangjiatan.

Исследования выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (проект 10.3).

- [1] *Обстановки осадконакопления и фацис*. В 2 т. Пер. с англ. / Ред. Х. Рединг. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с. Т. 2. 384 с.
- [2] Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. 204 с.

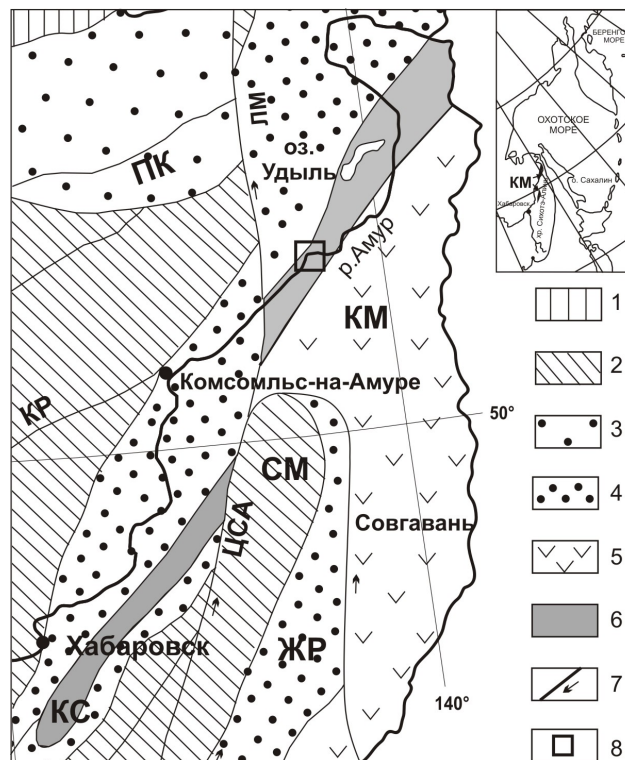
## КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКИЙ ТЕРРЕЙН: ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

А.И. Ступина, А.Н. Диденко

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,  
StupinaAnna@mail.ru, alexei\_didenko@mail.ru

Основная задача данной работы заключалась в создании геодинамической модели формирования блоков Киселевско-Маноминского террейна и разработка на ее основе палеотектонической реконструкции восточной части Евразийского континента.

Киселевско-Маноминский террейн (рис. 1) сложен юрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами и прослеживается узкой полосой на лево- и правобережье вдоль р. Амур в северо-восточном направлении от устья р. Усури до побережья Сахалинского залива. Террейн разделен Центрально-Сихотэ-Алинским левосторонним сдвигом на Киселевский блок, расположенный в Нижнем Амуре, и Маноминский – в Центральном Сихотэ-Алине. С северо-запада к террейну прилегает Амурский комплекс, с юго-востока – Журавлевский террейн [2–6].



**Рис. 1. Киселевско-Маноминский террейн и прилегающие территории по [6] с изменениями. 1** – палеозойский террейн: ГЛ – Галамский; 2–3 – юрские террейны: 2 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданихада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджальский), 3 – приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский); 4–6 – раннемеловые террейны: 4 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 5 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 6 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 7 – левые сдвиги: КР – Курский, ЛМ – Лимурчанский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский; 8 – район работ.

По данным С.В. Зябрева [2], в районе с. Киселевка обнажен пакет из четырех тектонических пластин, сформированных большей частью ленточными и массивными кремнями с телами базальтов. Пластины отделены друг от друга зонами срывов — интенсивно разлинзованные и рассланцованные кремнии.

Согласно данным И.П. Войновой [1], в разрезе содержится различное количество вулканитов: I пластина включает небольшое количество вулканитов, преобладают вмещающие породы; значительную часть II пластины составляют потоки базальтов с переслойками кремнистых пород; в III пластине доминируют вулканиты, слагают единую мощную толщу; IV пластина — базальты редки.

Для палеомагнитного изучения в 2009 и 2010 гг. из обнажений Киселевского блока, находящегося на левобережье нижнего течения р. Амур, юго-западнее с. Киселевка ( $51.40^\circ$  с.ш.,  $138.95^\circ$  в.д.), нами была отобрана коллекция ориентированных образцов из 16 обнажений (178 обр.) базальтов, туфов, алевролитов и кремней.

В результате палео- и петромагнитных исследований среднее направление высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности данных 11 точек отбора в современной системе координат  $Dec=286.4^\circ$ ,  $Inc=-2.1^\circ$ ,  $k=6.3$ . При переводе в древнюю систему координат это направление составляет  $Dec=275.8^\circ$ ,  $Inc=-33.8^\circ$ ,  $k=33.0$ . Увеличение кучности более чем в 5 раз.

Координаты полюса составляют:  $Plat=18.6^\circ$ ,  $Plong=222.4^\circ$ ,  $dp=5.2$ ,  $dm=9.1^\circ$ ,  $B95=6.9^\circ$   $Paleolatitude=18.5^\circ$  ( $13-24^\circ$ ).

Согласно полученным нами палеомагнитным и петромагнитным данным, а также по петрохимическим и геохимическим данным И.П. Войновой с соавторами [1], базальты Киселевско-Маноминского террейна являются продуктами подводных излияний — массивные, миндакаменные и подушечные лавы, иногда гиалокластиты, лавобрекчии с отложениями гематитовых гелей.

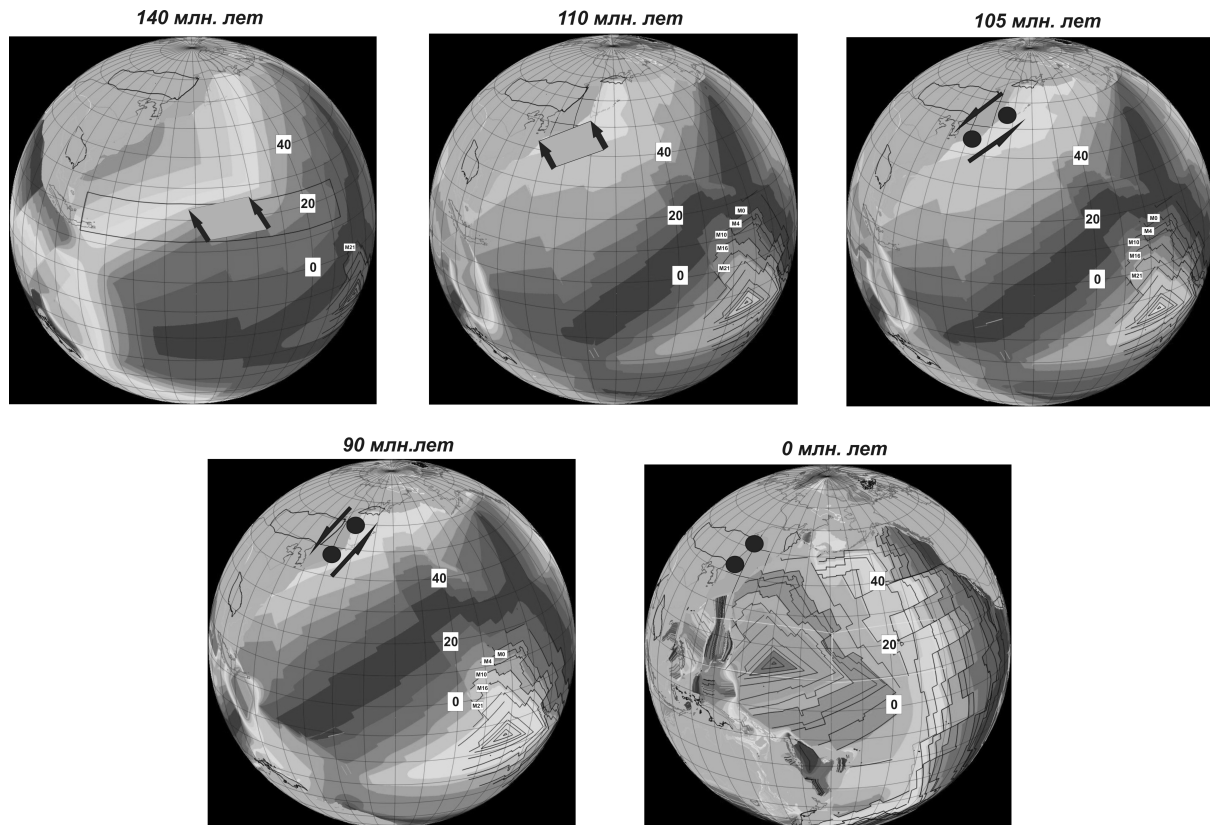


Рис. 2. Кинематическая модель движения блоков Киселевско-Маноминского террейна.



На основании полученных палеомагнитных характеристик для Киселевско-Маноминского террейна и кинематических данных для основных плит Тихоокеанского сегмента [7, 8] установлено, что на рубеже 140 млн лет назад плита Изанаги продолжала свое движение в северо-западном направлении. Именно в это время на ней произошло формирование пород Киселевско-Маноминского террейна. Возможное их положение показано заштрихованным прямоугольником. В интервале 140–110 млн лет назад участок плиты Изанаги, на котором располагались породы Киселевско-Маноминского террейна, изменил направление движения с северо-западного на северо-восточное. Данный участок плиты находился на 13–24° с.ш. На рубеже 110–105 млн лет назад блоки Киселевско-Маноминского террейна почти достигли края континента, и в дальнейшем движение террейна было подобно левостороннему сдвигу вдоль континентальной окраины примерно до 90 млн лет назад – время, когда они полностью аккретировались (рис. 2) [6].

На основе анализа петромагнитных и палеомагнитных исследований выделена древняя доскладчатая остаточная намагниченность, близкая по времени возрасту формирования пород (J3–K1). Подтверждена аллохтонная природа Киселевского блока. Впервые определена палеоширота ( $18 \pm 5^\circ$  с.ш.), на которой формировались породы террейна. Разработана кинематическая модель, согласно которой Киселевский блок начиная с 140 млн лет назад перемещался на плите Изанаги в северо-восточном направлении со средней скоростью 16–17 см/год до причленения к Северо-Азиатскому палеоконтиненту на рубеже 110–105 млн лет назад ( $45 \pm 5^\circ$  с.ш.), далее блок в режиме левостороннего сдвига был транслирован вдоль континентальной окраины на север. Полностью блок был аккретирован к Северо-Азиатскому палеоконтиненту на рубеже 90 млн лет назад на палеошироте  $55 \pm 5^\circ$  с.ш.

- [1] Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
- [2] Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 74–82.
- [3] Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- [4] 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.
- [5] Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
- [6] Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880–898.
- [7] Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107, № B11. 2300. doi:10.1029/2000JB000050.
- [8] Besse J., Courtillot V. Correction to “Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr” // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108, № B10. 2469. doi:10.1029/2003JB002684.

## ПОЗДНЕОРДОВИКСКАЯ ГРАНИТОИДНО-ИГНИМБРИТОВАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ В КААХЕМСКОМ МАГМАТИЧЕСКОМ АРЕАЛЕ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

*А.М. Сугоракова, А.А. Монгуш*

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

Нами была выделена позднеордовикская Бренская вулканоплутоническая ассоциация (ВПА) в строении Каахемского магматического ареала, представленная Бренским гранитоидным массивом и полями игнимбритов в западном и северном обрамлении этого же массива [1, 2].

Плутоническую часть этой ассоциации составляет Бренский гранитоидный массив (~1500 км<sup>2</sup>) одноименного комплекса, позднеордовикский (450 млн л.) возраст которого достоверно установлен лишь в последние годы [3, 4] по двуполевошпатовым гранитам. Вулканическая составляющая представлена «сайлыгской» толщей. Ранее она считалась нижнедевонской, но к настоящему времени стратиграфическими и фаунистическими данными доказан ее донижнедевонский уровень [5]. Полевые наблюдения и петрографическое изучение свидетельствуют о том, что «сайлыгская» толща имеет существенно игнимбритовый состав. На современном эрозионном срезе она сохранилась в виде отдельных «пятен», приуроченных к положительным формам рельефа (вертикальное вскрытие до 700 м) и пространственно тяготеющих к западной и северной окраинным участкам Бренского гранитоидного массива. Площади наиболее крупных «пятен», представленных на Бельбейском и Балгазынском участках, составляют ~350 и ~100 км<sup>2</sup> соответственно.

Характерные особенности гранитоидов массива:

неоднородные структуры – порфировидные, полипорфировидные мелко-средне-крупнозернистые до гигантозернистых, быстро сменяющие друг друга;

неоднородные текстуры – пятнистость по колебаниям содержания темноцветных минералов, сопровождающаяся присутствием большого количества меланократовых пятен и линз;

ярко выраженная двуполевошпатовость – пелитизированные калинатовые и калиевые полевые шпаты контрастно отличаются от сосюритизированных и альбитизированных плагиоклазов;

монолитность, крупноглыбовость гранитоидов, сочетающиеся с постепенным, равномерным разрушением массивов до дресвы.

Игнимбритовые же поля состоят практически только из риолитовых и риолит-дацитовых порфиров игнимбритового облика (обрывки лав, стекла, кристаллов кварца и полевых шпатов, фьямме, полосчатость и пр.). В районе Бельбейской мульды они на площади более 350 км<sup>2</sup> характеризуются текстурно-структурной однородностью, практически не имеют признаков стратификации и не содержат каких-либо терригенных пород. Все перечисленные выше особенности этих образований сохраняются и в их вертикальном срезе по скальным обрывам высотой до 700 м на правом берегу р. Малый Енисей. На левом берегу р. Соя, в ~5 км к востоку от с. Балгазын, мы установили постепенный переход в ряду: граниты – гранит-порфиры – риолит-порфиры с обломками гранитов – обломочные вулканиты (игнимбриты).

Петрохимический анализ гранитоидов Бренского массива и игнимбритов на диаграммах Харкера показал их полную идентичность [1, 2]. Вариации SiO<sub>2</sub> в данной ВПА составляют 64.5–77.0 мас. %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 6–9 мас. %.

Граниты и игнимбриты характеризуются также близким изотопным составом Nd и Sr: εNd(T) обязательно положительна и равна 0.4–4.8 (граниты) и 2.7–2.9 (игнимбриты); отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr составляет 0.7132–0.7159 (граниты) и 0.7094–0.7174 (игнимбриты). Сумма РЗЭ – 180–230 г/т.

В целях уточнения возраста игнимбритов и сравнения его с возрастом гранитоидов Бренского массива нами была отобрана монофракция циркона из пробы Б-355. Циркон пред-

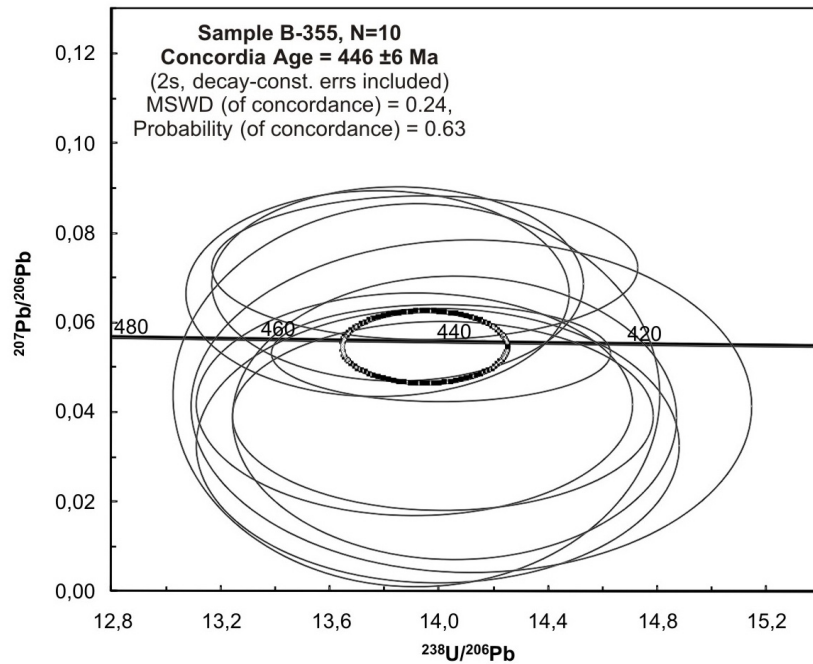


Диаграмма с конкордией для цирконов из игнимбритов Бренской вулканоплутонической ассоциации.

ставляет собой бипирамидальные прозрачные кристаллы и обломки кристаллов, бледно-розовые и бесцветные с буровато-желтоватым налетом. Часть кристаллов имеют включения. Размеры 0.2 мм и меньше. U-Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Результаты выполненных геохронологических исследований позволяют определить конкордантный возраст игнимбритов – 446±6 млн лет (рисунок).

Ранее определенный возраст двуполевошпатовых гранитоидов Бренского массива – 450±5 млн лет [4]. Таким образом, в пределах погрешности измерений возраст игнимбритов и гранитоидов совпадает и позволяет сделать вывод о позднеордовикском времени формирования Бренской гранитоидно-игнимбритовой вулканоплутонической ассоциации. Мы полагаем, что масштабное гранитообразование, окончательно запечатавшее в ордовике аккреционно-коллизонную структуру Алтае-Саянской области, в областях распространения докембрийских метаморфизованных пород в ряде случаев сопровождалось не менее масштабной вулканической деятельностью с игнимбритовым типом извержения.

- [1] Сугоракова А.М., Монгуш А.А. Позднеордовикская вулканоплутоническая ассоциация Восточной Тувы: геолого-петрографические и петрохимические особенности // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. Т. 2. С. 117–118.
- [2] Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Бренский гранитоидный комплекс и «сайлыгская» вулканогенная толща – позднеордовикская вулканоплутоническая ассоциация (Восточная Тува) // Материалы Первой Международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли», 26–29 августа 2008 г. Улан-Удэ, 2008. С. 254–257.
- [3] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–511.
- [4] Руднев С.Н. и др. Каахемский полихронный батолит (В.Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- [5] Сугоракова А.М. К вопросу о возрасте гранитоидного бренского комплекса (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. Т. 2. С. 105–106.

## РУДОНОСНОСТЬ ШОШОНИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ АЛТАЯ

*Е.М. Табакаева*

Бийск, Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, tabakaeva16@mail.ru

С позиций новой парадигмы геотектоники, увязывающей в единое целое процессы, протекающие в разных геосферах: коре, верхней мантии (тектоника плит), нижней мантии (плюм-тектоника) и внешнем ядре (тектоника роста), рудообразование закономерно несет в себе черты не только коровых, но и мантийных процессов. Значительная роль мантии в металлогении литосферы определяет важность изучения признаков мантийной природы магмогенерирующих систем и расшифровки особенностей их флюидного режима.

Шошонитовые гранитоиды обнаруживают сложные мантийно-коровые взаимодействия при очень активных процессах в астеносфере, что приводит к сильной флюидизации такого магматизма, а это обуславливает и значительную потенциальную рудоносность магматизма шошонитовой серии [1].

Шошонитовый тип гранитоидов (SH) выделен в дополнение к стандартным М, А, I и S типам гранитов [2]. К этому типу относятся граниты сложных серий пород, включающих габброиды, монзониты, сиениты, тоналиты, граносиениты, граниты, лейкограниты, характеризующиеся спецификой формирования и вещественным составом. Сами SH граниты завершают формирование таких сложных мультиплетных серий. При этом на раннем этапе формируются аппиниты (высокомагнезиальные породы основного-среднего состава), а позднее гранитоиды с высоким содержанием бария и стронция. Породы характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  от 52.77 до 71.85 % и высокой суммой щелочей  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  (более > 8 %, в среднем 9.14 %),  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (более > 1, в среднем 1.50) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (0.85–1.51, в среднем 1.01) и низким содержанием  $\text{TiO}_2$  (0.15–1.12 %, в среднем 0.57 %). Содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  варьируются от 13.01 до 19.20 % и весьма вариабильны. Гранитоиды обогащены LILE, LREE и летучими компонентами, такими как F. Этот тип гранитоидов также имеет высокие концентрации Mg, Ba, Sr, легких РЗЭ, что указывает на мантийную природу [3]. В то же время для SH характерны относительно пониженные концентрации Rb, Th, U, Nb и очень низкие содержания Y. Стронций-неодимовые изотопные данные отвечают их генерации из обогащенной мантии [4, 5]. По сути шошонитовый тип гранитов соответствует высоко-Ba-Sr типу, по классификации английских петрологов [3, 4]. Важно то, что и те и другие исследователи относят новый тип гранитов к постколлизивной обстановке формирования, то есть привязывают к определенной геодинамической обстановке. Ранее Л.В. Таусон выделял латитовый геохимический тип гранитоидов [6], который соответствует выделяемому шошонитовому петрогенетическому типу.

Шошонитовые гранитоиды в Алтае-Саянском регионе обнаружены нами [7, 8] в составе многих интрузивных ареалов: Айского, Теранджикского, Тархатинского (Горный Алтай), Сиюшинского, Саввушинского, Тигирекского (Рудный Алтай), Жерновского, Борсукского, Горновского (Салаир), Саксырского (Саяны), Аскызского (Батеневский кряж), Борок-Бибеевского (Томь-Кольванская зона), Белоюсско-Туимского (Кузнецкий Алатау). Этот тип гранитоидов и его ареалы встречаются в краевых частях штоков (площадью 2–96 км<sup>2</sup>), которые по составу варьируются от монцогаббро до лейкогранитов. Отмечается стабильный парагенезис с дайками пестрого состава от долеритов до гранитов с обязательным участием лампрофилов и аппинитов. Лампрофиры представлены спессартитами, вогезитами, минеттами, керсантитами. Минетты встречаются во всех ареалах и меняются по составу от мафических до фельзических, которые обнаруживают связь с глубинными щелочно-базальтовыми мантийными магмами.

Минерагеническая специфика с реализацией месторождений большого спектра металлов (Mo, W, Sn, Cu, Au, Ta, Nb, Be), свойственная шошонитовым гранитоидам, обусловлена их формированием при повышенной флюидонасыщенности в открытой системе, что подтверждается полученными нами данными о наличии тетрадного эффекта фракционирования редкоземельных элементов в лейкогранитах шошонитовой серии белокурухинского комплекса

(P<sub>2</sub>-T<sub>1b</sub>), высокими содержаниями фтора в биотитах умеренно-щелочных лейкогранитов с флюоритом, достигающими 4 % и более. Механизм рудообразования в условиях повышенной флюидонасыщенности заключается в следующем. Повышенные содержания фтора и бора во флюидах значительно понижают солидус гранитного расплава. Это подтверждают экспериментальные данные по изучению кислых расплавов [9], согласно которым гранитные магмы, насыщенные водой и фтором, не заканчивают кристаллизацию при температуре солидуса обычных гранитов, а продолжают свою эволюцию на 150–200 °С ниже и становятся «низкотемпературными» расплавами, которые кристаллизуются при температуре 575±25 °С (при давлении в 1000 атм). Наши данные [10] по завершающим фазам лейкогранитов и лейкогранитов с флюоритом айского и белокурухинского ареалов близки к оговариваемым параметрам. Участие богатых фтором флюидов и летучих компонентов в системе расплав-флюид способствует более глубокой дифференциации магм, а следовательно, и фракционированию летучими рудных компонентов (вольфрама, молибдена, бериллия, олова, тантала, ниобия, висмута, рубидия, лития и других) и переносу их к местам рудоотложения.

На примере шошонитовых гранитоидов белокурухинского комплекса выработаны петролого-геохимические критерии рудоносности. К ним относятся: наличие штоков высокоэволюционированных лейкогранитов, с которыми парагенетически связано оруденение; наличие осложняющих выступов, апофиз лейкогранитов, благоприятных для подтока рудогенерирующих флюидов; малый эрозионный срез и гипабиссальные условия формирования интрузий; наличие участков с совмещенным разновозрастным оруденением; высокая концентрация F, В, углекислоты во флюидах, которые являются переносчиками и экстракторами рудных компонентов; повышенные коэффициенты концентрации бериллия, молибдена, лития, стронция, тория, гафния, урана, олова, вольфрама и накопление их в значительных количествах в породах заключительных фаз; высокие концентрации редких металлов в слюдах пегматитов и во флюорите; высокие значения отношений Ta/Nb во флюорите, Nb/V и редкометалльного индекса в породах заключительных фаз (лейкогранитах и лейкогранитах с флюоритом); низкие значения отношений Zr/Hf, K/Rb, Ba/Rb в породах заключительных фаз (лейкогранитах и лейкогранитах с флюоритом).

Пространственно и парагенетически с шошонитовым типом гранитоидов на Алтае связан широкий спектр месторождений и проявлений: бериллоносные пегматитовые (Курановское), пегматитовые тантал-ниобиевые (проявление ручья Слепого, Даниловское), вольфрам-молибденовые скарновые (Щемиловское месторождение) и оловоносные скарновые месторождения (Западный и Восточный Карагу), жильные вольфрам-молибденовые (Батунковское, Дмитриевское, Осокинское, Верхне-Белокурухинское, Токаревское), жильные золото-сульфидно-кварцевые проявления (Атбаши), вольфрам-золоторудные скарновые (Атуркольское, Саратанское), кварцево-грейзеновые вольфрам-молибденовые (Казандинское, Осиновское) месторождения и проявления.

Работа выполнена при финансовой поддержке НИР, выполняемых в АГАО: 1.3.08 «Исследование закономерностей формирования редкометалльного и медно-золото-порфирового оруденения» и «Исследование закономерностей генерации золото-черносланцевого и редкоземельного оруденения».

- [1] Гусев А.И., Гусев А.А. Шошонитовые гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим и оруденение. М.: Академия естествознания, 2011. 127 с.
- [2] Jiang Y-H, Jiang S-Y, Ling H-F, Zhou X-K, Rui X-J, Yang W-Z. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjing, Northwestern China: implications for granitoids genesis // *Lithos*. 2002. V. 63. P. 165–183.
- [3] Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland // *Journal of the Geological Society, London*. 2001. V. 158. P. 521–534.
- [4] Fowler M.B., Henney P.J. Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 126. P. 199–215.
- [5] Muir R.J., Ireland T.R., Bentley M.R., Fitches W.R., Maltman A.J. A Caledonian age for the Kiolan Bay appinite intrusion on Colonsay, Inner Hebrides // *Scottish Journal of Geology*. 1997. V. 33. P. 75–83.
- [6] Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- [7] Гусев Н.И., Гусев А.И., Табакаева Е.М. Тип высоко-Ba-Sr гранитоидов Горного Алтая и Салаира //

Известия Бийского отделения Русского географического общества. 2007. Вып. 28. С. 10–14.

- [8] Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М., Чекалин В.М. Гранитоиды Тигирекского массива Алтая: петрография, геохимия, петрология и рудоносность // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, гидрогеология, геоэкология, минеральные и водные ресурсы. № 1–2. Горно-Алтайск, 2011. С. 64–73.
- [9] Коваленко В.И. Экспериментальное исследование плавления и кристаллизации топазсодержащих кварцевых кератофилов (онгонитов) в присутствии воды и растворов плавиковой кислоты // Доклады Академии наук СССР. 1974. Т. 215, № 3. С. 681–684.
- [10] Табакаева Е.М. Петролого-геохимические критерии рудоносности белокурихинского комплекса Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 2011. 21 с.

## СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Т.Ю. Тверитинова, Ю.И. Тверитинов

Москва, Геологический факультет МГУ, tvertat@geol.msu.ru

**Введение.** Южная часть Сибирской платформы и ее складчатое обрамление – сложнопостроенная тектоническая зона [2]. Становление фундамента платформы завершилось карельской эпохой складчатости. В дальнейшем кратон испытал деструкцию в PR<sub>3</sub>, D, P–T, MZ. Вокруг него сформировались складчатые системы байкалид, каледонид и герцинид. В MZ и KZ в регионе имел место континентальный рифтогенез, процессы тектономагматической активизации и дейтероорогенеза. В результате наложения разновременных деформационных процессов разного генезиса сложилась современная структура региона, в которой присутствуют различно ориентированные структурные планы, выраженные разновозрастными сложно сочетающимися складчатыми и разрывными деформациями [1]. Современное поле напряжений обуславливает сложную деформацию региона с формированием главной активной структуры – Байкальской рифтовой зоны. Деформируется при этом сложная структурированная геологическая среда, а формирующиеся структуры используют исходные структурные неоднородности. Анализ складчатых и разрывных структур выявляет существование четырех основных структурных планов – комплексов закономерно связанных структур определенных ориентировок.

**Складчатые структуры** рассматриваются по схемам ориентированности и напряженности складчатых структур [3], составленных по материалам геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 с использованием метода пространственно-статистического анализа. При значительных дисперсиях основных параметров они подчинены двум генеральным, СВ (45–65°) и СЗ (315–335°), простираниям (пр.). Ортогональные направления играют второстепенную роль. Складчатые структуры различаются вергентностью осевых поверхностей (оп), что связывается авторами с разновременностью деформаций.

Складчатые структуры СВ пр. с ЮВ падением (пд.) оп характерны для метаморфитов AR-PR<sub>1</sub> антиклинорий, выступов и срединных массивов Байкальского региона. На периклиналях складчатые системы приобретают меридиональную или широтную ориентировку (с восточным и южным пд. оп). Есть примеры несогласных соотношений структур с СВ и ССВ пр. складчатости, указывающие на существование двух тектонических фаз – ранне- (СВ пр.) и позднекарельской (ССВ пр.).

**Меридиональные** структуры с восточным пд. оп прослеживаются в толщах AR–R<sub>1</sub> в основном в тех же антиклинорных зонах, имея по отношению к ранним карелидам наложенный характер. Меридиональное направление выражено в Прибайкальском вулканоплутоническом поясе, в Чарском и на отдельных участках Баргузино-Витимского массива. В Байкало-Муйском зеленокаменном поясе (PR<sub>1</sub>-R<sub>1</sub>) развиты системы кливажных трещин восточного пд., не прослеживающиеся в R<sub>2</sub>-R<sub>3</sub>.

Складчатые структуры СВ и меридионального пр. с СЗ и западным пд. оп представлены в толщах R–С в синклиниях Байкальской складчатой области и в Ангаро-Ленской депрессии. На платформе развита простая складчатость, в складчатом обрамлении она характеризуется значительной интенсивностью, изменчивостью пр. и наклона оп, что указывает на совмещение разновозрастных деформаций. Раннекаледонская складчатость завершила формирование складчатой структуры Байкальского региона.

На сопредельных территориях прослеживаются складчатые структуры СВ пр. с ЮВ пд. оп (как у ранних карелид, в которых дислокации достоверно датируются MZ (Непская зона складок на платформе, рифтовые структуры Забайкалья). Их расположение конформно системе сводовых поднятий и вулканоплутонических поясов, определявшей морфоструктуру юга Восточной Сибири и главные черты геологического развития региона в MZ.

Складчатые структуры СЗ пр. с СВ пд. оп развиты в толщах R<sub>2</sub>, занимают секущее поло-

жение по отношению к карелидам, образуя дугообразные и виргирующие системы, соподчиненные морфометрии досреднерифейского фундамента. Нередко R деформирован совместно с ранним докембрием. Местами весь R деформирован в одном плане, а в Бодайбинском синклинии по отношению к нему дисконформны образования V, для которых специфична складчатость ЗСЗ пр. (с ССВ пд. оп), проявляющаяся на площадях реликтовых R–V бассейнов. Складчатость ЗСЗ пр. срезается раннекаледонской складчатостью СВ направления. Эти структуры являются байкалидами. Конец PR – эпоха консолидации значительной части региона.

Складчатые структуры СЗ пр. с ЮЗ пд. оп прослеживаются вдоль восточной границы Байкальской горной области и местами в ее внутренних частях, тяготея к обрамлениям блоков древнейшей консолидации и зонам разломов. В СЗ плане ориентированы Тунгусская синеклиза и складчатые структуры зоны Главного Саянского разлома. Этому направлению подчинено размещение PZ<sub>3</sub> магматических образований. Позднегерцинские структуры образуют сложно-построенную трансрегиональную глубинную систему, в зоне влияния которой карелиды, байкалиды и каледониды испытали тектономагматическую активизацию.

Расположение рифтогенных KZ впадин и параметры современных надвигов Западного Прибайкалья позволяют считать, что на протяжении альпийской тектонической эпохи в Байкальской горной области формировались структуры ССВ плана при ВЮВ падении сколовых поверхностей (гомология с позднекарельским этапом).

**Разломы.** Складчатые структуры сопровождаются широким развитием разрывных нарушений, плотность которых относительно невелика в плитном комплексе платформы и резко возрастает в фундаменте платформы [1], а также в складчатом обрамлении. Проведен анализ разломной тектоники по карте разломов юга Восточной Сибири [5], использовалась информация по разломной тектонике, опубликованная в [4] и др. Как и в складчатых структурах, среди дизъюнктивных структур преобладают и наиболее ярко выражены разломы диагональных (СВ и СЗ) простираний, ортогональные системы имеют подчиненное значение.

Разломы СВ пр. пронизывают все складчатое обрамление и широко развиты в чехле Сибирской платформы в Непской зоне складчатых дислокаций.

Разломы СЗ пр. особенно характерны для Присаянской зоны, но встречаются и на остальной территории складчатой области с редким шагом порядка 50 км в виде крупных дизъюнктивных структур, разбитых разломами СВ пр. на отдельные звенья. Разломы СЗ пр. контролируют размещение центров магматизма и, часто являясь скрытыми, относятся к рудоконцентрирующим.

**Меридиональные** разломы относительно редки и отмечаются крупными структурами в Енисейской, Байкало-Таймырской и Верхоянской линеаментных зонах.

**Широтные** разломы концентрируются в зонах влияния крупных структурных швов – Западно-Саянской складчатой зоне – вплоть до Главного Саянского разлома, и Северо- и Южно-Становой зонах разломов – до границы с Байкальской складчатой областью.

Часть разломов являются активными в N–Q время [1]. Среди активных разломов преобладают разломы СВ и широтной ориентировки, и меньшее значение имеют разломы СЗ и меридионального пр. Большинство активных разломов концентрируется вдоль Байкальской рифтовой зоны, на удалении от нее плотность активных структур убывает. Распределение активных разломов за пределами Байкальской рифтовой зоны коррелируется с наиболее контрастным горным рельефом. Современный облик дизъюнктивов (и всей структуры в целом) определен MZ–KZ процессами тектономагматической активизации и континентального рифтогенеза. Тектодинамический и кинематический анализ дизъюнктивных структур указывает на главенствующую роль в их формировании сдвиговых полей напряжений с СЗ и субширотной ориентировками осей растяжения и с СВ и субмеридиональной – сжатия. Условия растяжения сменялись кратковременными импульсами сжатия.

**Линеаменты.** Структурированность геологической среды проявляется не только в виде складчато-разрывных деформаций. Дешифрирование топографических карт, геолого-геофизических и космо-аэрофотографических материалов выявляет системы разного типа линеаментов, отвечающих аномальным зонам в рельефе, геофизических полях или ландшафтных характеристиках поверхности Земли. Часть линеаментов соответствует разрывным структурам, которые фиксируются непосредственно по наличию признаков смещений, повышенной трещиноватости, изменению структурно-вещественных характеристик по разные стороны от выявленных



структур. Но число дешифрируемых линеаментов значительно больше. Они соответствуют спрямленным элементам рельефа, линейным аномальным зонам фототона фотоизображений, градиентным зонам геофизических полей. Линеаменты выявляются своеобразными проявляющимися через рельеф, особенностями ландшафта, характеристиками геофизических полей координационными линиями, объединяющими однородные объекты геологической среды. «Линеаменты» как визуальные линейные объекты фото- или картографических материалов отражают существенные геометрические свойства геологической среды, они соответствуют ее некоторой внутренней геометрической упорядоченности. Наиболее четкие линеаменты отвечают разрывам, особенно активным. Линеаментам «координационного типа» также соответствуют структурно-вещественные неоднородности.

На юге Восточной Сибири устанавливается наличие четырех основных систем линеаментов: СВ, СЗ, субмеридионального и субширотного простирания. В отличие от складчатых и разрывных структур, линеаменты образуют сложную сеть по всей территории. Они выражены как в чехле платформы, так и в выходах фундамента, на относительно закрытых площадях или выходах на поверхность коренных пород. Повсеместное развитие линеаментной сети означает, что это общая современная структурированность верхних земных оболочек, формирующаяся в условиях современного поля напряжений вращающейся планеты. Особенности выраженности систем линеаментов различного простирания позволяют предполагать кинематические особенности находящихся в их основе структурных неоднородностей.

Линеаменты диагональных пр. дешифрируются четко и отвечают, по-видимому, системам сколовых структур поля меридионального сжатия – растяжении Земли. Линеаменты меридионального пр. отвечают преимущественно системам отрывного типа. Линеаменты широтного пр. отвечают структурам растяжения – сжатия полярного сжатия – растяжения, а также структурам течения вращающейся планеты, которые проявляются более четко в тонкой океанской литосфере системами трансформных разломов и относительно трудно распознаются в сложной неоднородной структурированной континентальной литосфере.

**Заключение.** На юге Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении развиты складчатые и разрывные структуры разного возраста и различных направлений. Все они в той или иной степени находят отражение в современной структуре региона в виде разноориентированных неоднородностей, которые удается распознать в линеаментной сети, что отражает их своеобразную современную активность. Линеаменты – это «живой каркас» литосферы Земли, ее «кристаллическая решетка». Определенное число линеаментов отвечает «настоящим» активным структурам – дислокациям «кристаллической решетки», которые наиболее ярко проявляются в формировании активных разломов разного порядка.

- [1] Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянkin П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 5. С. 662–667.
- [2] Милановский Е.Е. Геология СССР. Часть I. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
- [3] Тверитинов Ю.И. Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. М.: Недра, 1981. 222 с.
- [4] Тектоника Сибири. Т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М.: Наука, 1976. 264 с.
- [5] Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Отв. ред. П.М. Хренов. Л., 1982.

**ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЧКАЛОВСКОЙ ПЛОЩАДИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТОМСКОЙ  
ОБЛАСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ БУРЕНИЯ (СКВ. ЧКАЛОВСКАЯ  
№ 10, 17, 26, 501, 210, 9, 4)**

*А.А. Терлеев\**, *Д.А. Токарев\**, *В.А. Конторович\**, *Н.В. Сенников\**,  
*А.Е. Ковешников\**, *С.Н. Макаренко\*\**, *Г.М. Татьяна\*\**

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

\*\*Томск, Томский государственный университет, s.makarenko@ggf.tsu.ru

Чкаловское нефтегазоконденсатное месторождение приурочено к поднятию, осложняющему западную часть Усть-Тымской впадины. По результатам геофизического и геологического изучения выявлено чрезвычайно сложное геологическое строение эрозионно-тектонического выступа фундамента, разбитого на несколько блоков, граничащих между собой по системам малоамплитудных дизъюнктивных нарушений.

Разрезы, пройденные скважинами, весьма специфичны, а взаимопереходы между ними отсутствуют. Ситуация усугубляется также отсутствием скважин, полностью прошедших всю последовательность отложений, и отсутствием органических остатков. Ряд ключевых разрезов не находят себе твердо обоснованного места в сводной колонке. Сложившееся положение приводит к появлению разных вариантов трактовки возраста пород, принимающих участие в строении домезозойской части структуры.

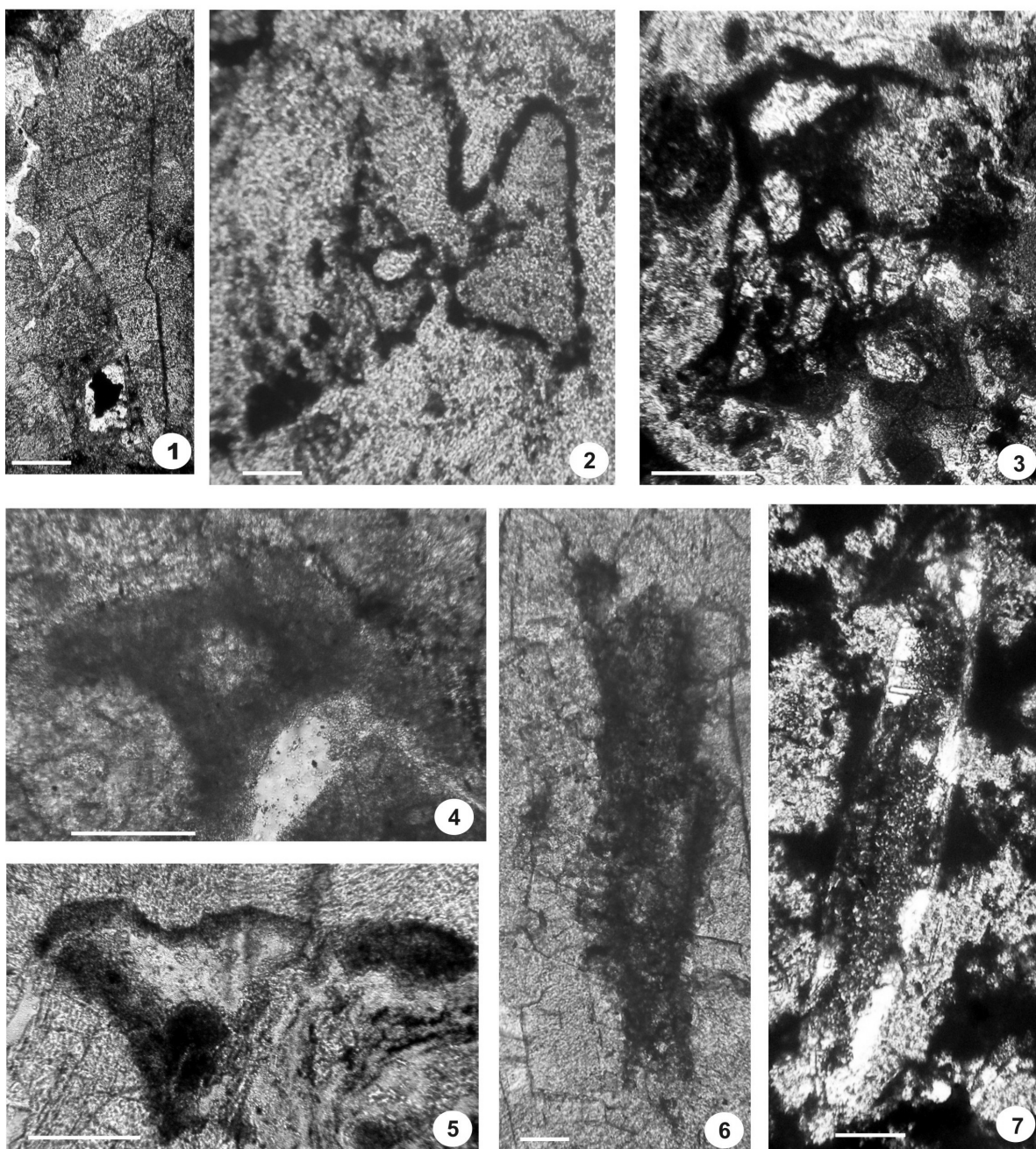
Надежная информация о стратиграфии и истории развития докембрия связана с определенным типом палеоструктур – платформами, микроконтинентами и террейнами, имеющими фундамент или приобретшими определенную жесткость в процессе эволюции. Часто остаются неопределенными реальные контуры этих разноплановых структур. Чкаловское поднятие может входить в агрегат платформ, микроконтинентов и террейнов Сибирско-Китайского региона, характеризующихся близким строением и историей развития в неопротерозое. «Архипелаг» этих жестких блоков, достаточно синхронно скучивавшихся, дробившихся и перекрывавшихся сходными осадками, представляет собой некую единую гигантскую макроструктуру.

В изученной части разреза Чкаловской площади преобладают чисто карбонатные породы и меньшее значение имеют известняки и доломиты с терригенной примесью: песчаной, алевроитовой и глинистой. Среди терригенно-карбонатных пород выделяются красноцветные разности и темноцветные, обогащенные органическим веществом. Карбонатные породы представлены известняками и доломитами.

Первоначально при детальном микроскопическом изучении были установлены палеонтологические объекты, отнесенные к ассоциации ископаемых остатков «*Namacalathus – Cloudina – Korilophyton*», в скважинах № 10, 17, 26, 501.

При обосновании предполагаемого возраста анализируемых осадочных образований, пройденных этими скважинами, необходимо отметить, что родовые таксоны *Cloudina* Germs и *Namacalathus* Grotzinger, Watters et Knoll имеют глобальное распространение в поздневендских отложениях в Намибии, Бразилии, Канаде, Омане, Испании, Китае и др. [5]. Род *Korilophyton* Vologova также считается характерным для отложений поздневендского (немакит-далдынского) возраста Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области [1]. Таким образом, возраст пород в пределах Чкаловской площади, пройденных скважинами № 10 (инт. 2965.9–2962.9 м, 0.29 к.к.), 17 (инт. 3047.0–3042.8 м), (инт. 3042.8–3040.8 м, 0.55 к.к.), 26 (инт. 3093.8–3090.8 м, 0.3 к.к.), (инт. 3067.8–3064.8 м, 0.57 к.к.), 501 (интервал 2997.2–2976.6 м), предварительно, с учетом средней степени сохранности и фрагментарности изученного материала, может быть датирован поздним вендом [4, 6].

В 2011 г. были продолжены работы по изучению кернового материала, вскрытого скважинами Чкаловская № 210, 9, 4, и получены дополнительно новые палеонтологические данные.



Масштабная линейка 150 мкм

В измененных карбонатных породах известково-доломитового состава встречены различные органические остатки, которые представляют собой:

1. Продольное сечение узкоконического кубка с днищами в интерваллуме (*Archaeocyatha*) (Чкаловская-210, шлиф Чк 210-26, инт. 2998.3–2993.0 м. 3.10 к.к.) (табл. фиг. 1).

2. Тангенсальное сечение мешковидной, одностенной формы (*Archaeocyatha*) (Чкаловская-9, шлиф Чк 9-9, 3141.4–3133.4 м. 1.30 к.к.) (табл. фиг. 2).

3. Возможно скошенное сечение стенки *Archaeocyatha*? (Чкаловская-210, шлиф Чк 210-26, инт. 2998.3–2993.0 м. 3.10 к.к.) (табл. фиг. 3).

4. Карбонатная спикула губок (Чкаловская-210, шлиф Чк 210-11, инт. 3011.5–3009.2 м. 2.9 к.к.) (табл. фиг. 4).

5. Продольное сечение ширококонического кубка с вогнутой пельтой (крышечка) (*Archaeocyatha*) (Чкаловская-210, шлиф Чк 210-26, инт. 2998.3–2993.0 м. 3.10 к.к.) (табл. фиг. 5).

6. Продольное сечение мелкораквинной фауны асимметричного строения, видна структура «конус в конус» (*Cloudina?*) (Чкаловская-4, шлиф Чк 4-5, инт. 3067–3064 м) (табл. фиг. 6).

7. Продольное сечение мелкораквинной фауны (Чкаловская-210, шлиф Чк 210-26, инт. 2998.3–2993.0 м. 3.10 к.к.) (табл. фиг. 7).

Находки археоциат, несомненно, свидетельствуют о раннекембрийском возрасте отложений, вмещающих эти органические остатки в скважинах Чкаловская 210, 9. В скважине Чкаловская № 4 находки *Cloudina* позволяют предположить поздневендский возраст. Учитывая наши предыдущие находки в скважинах Чкаловская 10, 17, 26, 501 и настоящие данные, можно с уверенностью говорить о поздневендском, раннекембрийском возрасте отложений изученных интервалов Чкаловской площади.

Следует отметить, что ранее [2, 3] поздневендская ассоциация органических остатков хорошей сохранности «*Namacalathus – Cloudina – Korilophyton*» была обнаружена в котоджинской и райгинской свитах верхнего венда скважины Восток-3 в Предьенейской субпровинции (восток Томской области).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00953), Интеграционного проекта СО РАН – УрО РАН – МОН РК № 7 «Геологическое строение и нефтегазоносность комплекса основания Западно-Сибирского мезокайнозойского осадочного бассейна и его складчатого обрамления» и проекта партнерских фундаментальных исследований с УрО РАН № 50.

- [1] Воронова Л.Г. Известковые водоросли пограничных слоев докембрия и кембрия Сибирской платформы // Водоросли и микрофитоциты палеозоя. М.: Наука, 1976. С. 3–85.
- [2] Конторович А.Э., Варламов А.И., Гражданкин Д.В., Карлова Г.А., Клец А.Г., Конторович В.А., Сараев С.В., Терлеев А.А., Беляев С.Ю., Вараксина И.В., Ефимов А.С., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Постников А.А., Филиппов Ю.Ф. Разрез переходных венд-кембрийских отложений восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) // Геология и геофизика. 2008. № 12. С. 1238–1247.
- [3] Конторович А.Э., Соколов Б.С., Конторович В.А., Варламов А.И., Гражданкин Д.В., Ефимов А.С., Клец А.Г., Сараев С.В., Терлеев А.А., Беляев С.Ю., Вараксина И.В., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Постников А.А., Филиппов Ю.Ф. Первый разрез венда в комплексе основания Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3 на востоке Томской области) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 424, № 6. С. 788–791.
- [4] Терлеев А.А., Токарев Д.А., Сенников Н.В., Ковешников А.Е., Макаренко С.Н. Новые биостратиграфические данные по осадочным образованиям «домезозойского» фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы в северо-западной части Томской области (материалы параметрической скважины Чкаловская-501) // Материалы II всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых. Новосибирск, 2010. С. 159–161.
- [5] Grant S.W.F. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the Terminal Proterozoic // American Journal of Science. 1990. V. 290-A. P. 261–294.
- [6] Terleev A.A., Tokarev D.A., Kontorovich V.A., Makarenko S.N., Koveshnikov A.E., Sennikov N.V., Tatianin G.M. New paleontological data from the Upper Vendian of the Fore-Yenisei segment of the West Siberian megabasin (boreholes 10, 17, 26, 501) // Neoproterozoic sedimentary basins. Stratigraphy, geodynamics and petroleum potential: International conference. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 100–102.

## ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА

*О.М. Туркина\**, *Л.Н. Лепехина\*\**, *Н.Г. Бережная\*\**, *И.Н. Капитонов\*\**

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

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

В структуре Шарыжалгайского выступа юго-западной окраины Сибирского кратона с северо-запада на юго-восток выделено четыре коровых блока: Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные, Китайский и Иркутский гранулитогнейсовые, сочленение которых в результате коллизионных процессов завершилось в палеопротерозое (1.87–1.85 млрд лет). В настоящем сообщении представлены новые данные по возрасту супракрустальных отложений зеленокаменных поясов (ЗКП) Онотского и Булунского блоков, полученные при датировании цирконов U-Pb методом (SHRIMP II), а также изотопному составу Hf циркона, определенному методом LA ICP MS.

Для Онотского и Булунского блоков основная геохронологическая информация к настоящему времени получена для плагиогнейсов и плагиогранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов. Их протолиты были сформированы в результате трех дискретных эпизодов магматизма в палеоархее (3.4, 3.3 и 3.25 млрд лет) [1, 2]. Возраст протолитов метасадочно-вулканогенных толщ точно не определен. Их верхняя возрастная граница определяется временем метаморфизма (Ar-Ar возраст роговой обманки из метариолитов Онотского ЗКП – 1880±17 млн лет) [3] и внедрением постколлизионных гранитов (~1.86 млрд лет). Нижняя возрастная граница накопления осадочных отложений по минимальным значениям Nd-модельного возраста парапород оценивается в ~3.0 и 3.1 млрд лет для Онотского и Булунского блоков соответственно. Возраст протолитов метавулканитов оценивался как мезоархейский на основании U-Pb данных по циркону из метариолитов Онотского ЗКП (2888±25 млн лет) [4] и амфиболитов (метабазальтов) Урикского ЗКП исходя из Sm-Nd данных по породе (2887±140 млн лет) [3].

Для изотопно-геохронологических исследований использованы два образца. Первый (обр. 76-78-95) представляет собой типичный гранат-ставролит-биотитовый сланец из отложенной камчадальской свиты, отобранный из разреза по левобережью р. Онот. Протолиты гранат-ставролит-биотитовых сланцев, обогащенных Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17–19 мас. %), по составу отвечают аргиллитам и пелитовым аргиллитам. Пониженное в сравнении со средним составом архейских сланцев содержание тяжелых РЗЭ предполагает вклад пород ТТГ комплекса в образование исходных осадков [3]. Циркон из сланца представлен двумя типами: доминирующими короткопризматическими (бочонковидными) и длиннопризматическими кристаллами. Короткопризматические кристаллы характеризуются сглаженностью вершин и граней («окатанностью») и иногда наличием тонких темных в катодолюминесцентном изображении (КЛ) кайм. Эти зерна обладают тонкой осцилляторной зональностью. Зональность длиннопризматических кристаллов имеет характер широких полос с различной светимостью в КЛ, что является более типичным для циркона из пород пониженной кремнекислотности. Независимо от морфологии и характера зональности 13 зерен циркона относятся к одной возрастной генерации и группируются вдоль дискордии с верхним пересечением 2696±13 млн лет (СКВО=0.77), которое в пределах ошибки совпадает с конкордантным возрастом для пяти зерен, составляющим 2705±15 млн лет (СКВО=0.60). Более древний возраст (2971±19 и 2806±13 млн лет) установлен только для двух ядер циркона. Доминирующие зерна циркона ограничивают время осадконакопления ≤2.7 млрд лет. Различие в характере зональности цирконов предполагает образование осадков за счет эрозии неархейских пород различной кремнекислотности. «Древние» ядра циркона, так же как и величины T<sub>Nd</sub>(DM)=3.0–3.6 млрд лет отражают вклад в седиментацию мезо-палеоархейской коры. Цирконы с возрастом 2.7–2.8 млрд лет характеризуются ε<sub>Hf</sub>=0.8±1.3, а их модельный

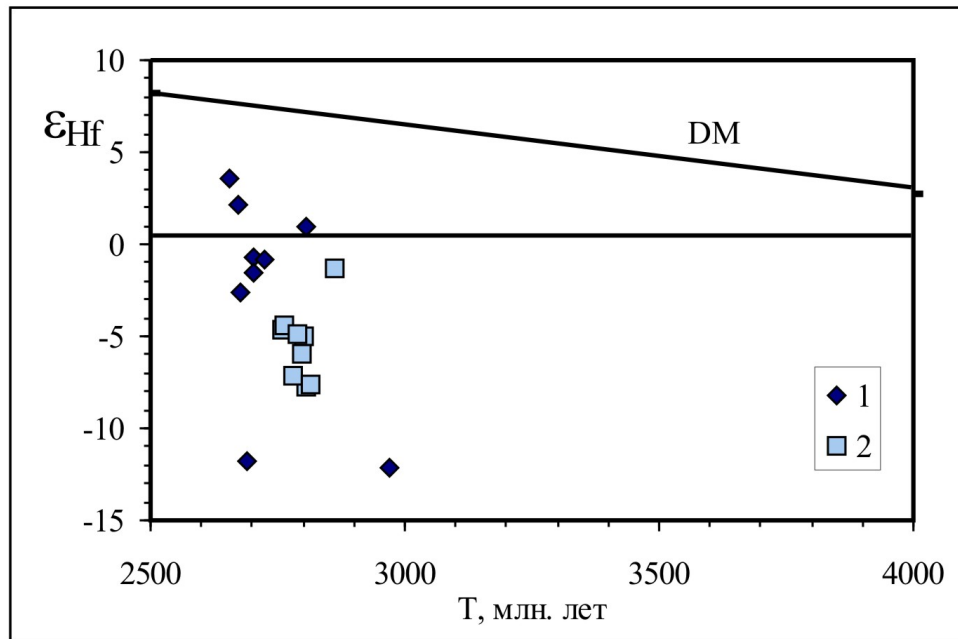


Диаграмма возраст циркона –  $\epsilon_{\text{Hf}}$  для цирконов из пород Онотского (1) и Урикского (2) ЗКП.

возраст  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  составляет  $3.2 \pm 0.1$  млрд лет. Древнее ( $\sim 2.97$  млрд лет) ядро циркона имеет  $\epsilon_{\text{Hf}} = -12.1$  и  $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 4.0$  млрд лет. Двухстадийный модельный возраст циркона  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  из плагиогнейсов ТТГ комплекса Онотского блока варьируется от 3.5 до 3.8 млрд лет и в среднем составляет 3.58 млрд лет [5]. Таким образом, изотопные характеристики свидетельствуют о том, что источником детритового циркона для гранат-ставролит-биотитовых сланцев служили породы – продукты рециклинга (переплавления) палеоархейской коры, вероятно с добавкой ювенильного материала.

Второй образец (обр. 44-45-04) для датирования представляет гранат-амфибол-биотитовый гнейс из Урикского ЗКП Булунского блока. Проба отобрана из пачки чередующихся гранат-биотитовых, гранат-биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов в левобережье р. Урик ( $\sim 600$  м ниже устья рч. Нарин). По содержанию петрогенных элементов гнейсы соответствуют ряду низкокальциевых андезитов-дацитов или граувакковым алевролитам. Они характеризуются умеренно фракционированным распределением РЗЭ  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}} = 6-9$  со слабым Eu минимумом  $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7-0.9)$  и низким содержанием Th (2.3–5.6 ppm). Петрогеохимические параметры допускают образование гнейсов при метаморфизме как вулканических, так и осадочных протолитов. Циркон из гнейса представлен слабоокатанными или корродированными зёрнами с Ку 2.5–3.5 или их обломками с тонкими каймами обрастания. В КЛ цирконы зональны в краевых частях с незональным центром. Для 13 зёрен циркона получен конкордантный возраст  $2790 \pm 13$  млн лет (СКВО=0.28). Особенностью датированных цирконов являются низкое содержание U (13–137 ppm) и Th (19–152 ppm) и повышенное Th/U (0.6–2.0). Только для одного зёрна циркона установлен сильно дискордантный возраст –  $2864 \pm 10$  млн лет. Преобладающие зёрна циркона характеризуются  $\epsilon_{\text{Hf}} = -5.9 \pm 1.4$ , «древнее» зерно имеет  $\epsilon_{\text{Hf}} = -1.3$ . Все цирконы имеют двухстадийный модельный возраст  $T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 3.6 \pm 0.1$  млрд лет, что соответствует величинам  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  (3.3–3.6 млрд лет) для циркона из пород ТТГ комплекса Булунского блока [5]. Следовательно, протолиты изученных гнейсов были образованы в результате рециклинга палеоархейской коры.

Таким образом, определено время формирования протолитов супракрустальных отложений зеленокаменных поясов. Нижняя граница осадконакопления в Онотском ЗКП оценивается

\* Двухстадийный модельный возраст циркона рассчитан с использованием величины среднекорового отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ .

в ~2.7 млрд лет. Учитывая переслаивание сланцев с амфиболитами (метабазами), этот же возраст можно принять и для метавулканитов пояса. По характеру морфологии и зональности циркона из гранат-ставролит-биотитовых сланцев источниками сноса детритового материала служили магматические породы, не испытавшие высокотемпературного метаморфизма и, вероятно, представляющие породы вулканических и субвулканических ассоциаций различной кремнекислотности самого ЗКП. Судя по изотопным характеристикам циркона, породы, служившие доминирующим источником сноса, были образованы в результате переработки палеоархейской коры с добавкой ювенильного материала. Это заключение подтверждается изотопными Nd характеристиками метавулканитов ЗКП, которые указывают на формирование метариолитов при плавлении пород ТТГ комплекса и контаминации метабазальтов материалом коры [3, 4]. Дополнительным источником сноса служили непосредственно палеоархейские породы. Возраст отложений Урикского ЗКП в Булунском блоке составляет 2.8 млрд лет. Исходя из изотопных характеристик циркона, вулканы или вулканогенные граувакки этой структуры, служившие протолитами гранатсодержащих гнейсов, образовались в результате плавления или эрозии палеоархейской коры с возрастом ~3.6 млрд лет, представленной предположительно породами ТТГ комплекса и метабазами. Таким образом, формирование протолитов метавулканогенно-осадочных отложений ЗКП Шарыжалгайского выступа сопровождалось рециклингом палеоархейской коры, максимальный возраст которой на основании величин  $T_{DM}^C$  достигал 4.0 млрд лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00557).

- [1] Бибилова 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.
- [2] Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 1. С. 21–37.
- [3] Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 501–526.
- [4] Туркина О.М. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология. 2010. Т. 18, № 2. С. 168–187.
- [5] Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Капитонов И.Н., Бережная Н.Г. Архейские магматические и метаморфические события в формировании коры юго-запада Сибирского кратона // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы конф. М., 2012. С. 353–355.

## ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

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

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

\*\*Улан-Батор, Монголия, Научно-исследовательский центр астрономии и геофизики АН Монголии,  
buyantogtoх@yahoo.com

Вопрос о форме и размерах базит-ультрабазитовых плутонов до последнего времени остается открытым. Зачастую это ведет к неверной оценке объемов мафит-ультрамафитового магматизма, что увеличивает неоднозначность геодинамических реконструкций. Геометрические параметры интрузивных тел определяются тектоническими условиями их становления, поэтому знание структурной позиции и особенностей глубинной морфологии плутонов может помочь в понимании проблем генезиса и металлогении ультрабазит-базитовых массивов. Однако решение подобных задач только геологическими методами затруднено в связи с тем, что остаются неизвестными форма и состав глубоких, неэкспонированных частей этих тел. Существенную помощь в такой ситуации могут оказать гравиметрические данные, так как базит-ультрабазитовые массивы имеют гораздо большую по сравнению с вмещающими их породами плотность и создают интенсивные положительные аномалии силы тяжести.

На территории Байкальской горной области базит-ультрабазитовые интрузии особенно широко развиты в пределах Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса [5, 9 и др.], юго-западное окончание которого (Северное Прибайкалье) наиболее полно изучено геофизическими методами [2–4].

В Северном Прибайкалье широко развиты отложения нижнего и верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, к которым приурочены ультрабазитовые и габбро-перидотитовые массивы. Наиболее крупными являются Нюрундуканский, Чайский и Йоко-Довыренский расслоенные массивы, несущие медно-никелевое сульфидное оруденение. Становление этих интрузий происходило в различных геодинамических обстановках. Вместе с тем габбро-перидотитовые массивы связаны общностью происхождения и в совокупности дают единый интрузивный комплекс [6].

В работе на основе интерпретации гравиметрических данных рассмотрена морфология Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье), входящего в структуру Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив – единственный в Сибири крупный, хорошо сохранившийся расслоенный массив, относящийся к наиболее полно дифференцированным интрузивам довыренского комплекса [6]. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 26 км при максимальной ширине выхода 3.5 км и залегает в отложениях верхнего протерозоя, разрезы которого представлены довольно мощной осадочно-вулканогенной толщей, расчленяемой на олокитскую и ондокитскую свиты. Мощность олокитской свиты достигает 3–4 км [6]. На олокитской свите залегает ондокская свита, непосредственно вмещающая Йоко-Довыренский массив. Мощность ондокской свиты достигает 1.5–2.0 км.

Над исследуемым массивом наблюдается интенсивная положительная аномалия силы тяжести в редукции Буге, площадь которой в несколько раз больше площади выходов массива на дневную поверхность. Для интерпретации были использованы локальные (остаточные) аномалии. Мы полагаем, что региональные гравитационные аномалии имеют значительно большую ширину, чем влияние интрузивного тела, и линейная аппроксимация регионального фона по сравнительно коротким профилям не вызовет больших искажений локальных аномалий. В связи с этим региональный фон определялся графически в виде прямых наклонных линий, асимптотически выходящих на значения поля силы тяжести за пределами максимумов.

Объемное моделирование выполнено с помощью автоматизированной системы подбора



трехмерных моделей [1]. Плотности пород на исследуемой территории изучены слабо и неравномерно. По имеющимся данным, средняя величина избытка плотности Йоко-Довыренского массива по отношению к вмещающим его толщам может составлять величину, изменяющуюся от +0.22 до +0.28 г/см<sup>3</sup> [7, 8]. Возможные колебания этой величины могут внести в определяемую мощность ошибку, доходящую до 30 %, что весьма существенно для маломощных тел. Нами составлены два варианта интерпретации этого объекта – с эффективной плотностью +0.28 и +0.22 г/см<sup>3</sup>. Топографический рельеф в расчетах не учитывался.

По результатам интерпретации гравитационных аномалий разработаны схемы строения кровли и подошвы массива, на основании которых создана карта его мощности (толщины). В пределах массива известно медно-никелевое сульфидное рудопроявление, и перспективы на обнаружение их значительных скоплений достаточно высоки, так как уровень денудации массива на отдельных участках не очень высок. Массив представляет собой довольно изометричное тело с толщиной в центральной части (в районе выхода на поверхность) около 2–3 км (в зависимости от принятой величины избытка его плотности относительно вмещающих толщ). В целом же форма габбро-перидотитового массива довольно проста, а средняя его толщина, в зависимости от принятой для расчетов избыточной плотности, составляет величину 1–2 км. Подводящие каналы на моделях не проявились. По-видимому, в формировании подобных тел значительная роль принадлежит тектонической обстановке верхней части земной коры.

Таким образом, количественная интерпретация гравитационных аномалий позволяет получить довольно грубое представление о глубинной структуре ультрабазит-базитовых плутонов, даже при известном избытке плотности и учете положения их выходов на земную поверхность.

В заключение следует подчеркнуть, что хотя гравиметрия дает сравнительно небольшое количество достоверных сведений о форме и размерах подземных частей интрузий, эта информация достаточно важна для геологов и пока не может быть получена никакими другими методами с равными затратами средств. Подобные работы, крайне редко встречающиеся в печати, представляют определенный интерес для исследователей, поскольку вопросы морфологии базит-ультрабазитовых плутонов и объема мафитового магматизма, связанного с различными геодинамическими обстановками, являются значимыми в теоретическом отношении и от решения этих проблем во многом зависит развитие представлений о механизме формирования складчатых поясов с их метаморфизмом, магматизмом и металлогенией.

- [1] Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий (метод минимизации) / Е.Г. Булах, М.Н. Маркова, В.И. Тимошенко, П.Д. Бойко. Киев: Наукова думка, 1984. 110 с.
- [2] Ваньян Л.Л., Бутковская А.И. Магнитотеллурическое зондирование слоистых сред. М.: Недра, 1980. 228 с.
- [3] Витте Л.В., Мищенко Б.А. О природе магнитных аномалий Алданского щита // Геология и геофизика. 1977. № 3. С. 125–129.
- [4] Глуховский М.З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа // Геотектоника. 1978. № 4. С. 50–63.
- [5] Грудинин М.И., Мазукабзов А.М., Демин И.А. Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Средневитимская горная область) // Бюллетень МОИП. Отдел геол. 2002. Т. 77, вып. 4. С. 77–86.
- [6] Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
- [7] Турутанов Е.Х. Строение кайнозойских впадин северо-восточного и юго-западного окончаний Байкальской рифтовой системы по гравиметрическим данным. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2010. 167 с.
- [8] Турутанов Е.Х. Морфология базитовых интрузий Ольхонского региона по гравимагнитным данным (Западное Прибайкалье). Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2011. 204 с.
- [9] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЗОН ЧЕРНОРУД И ТОМОТА (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, БАЙКАЛ): СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ

*В.С. Федоровский\**, *А.М. Мазукабзов\*\**, *Е.В. Скляров\*\**, *Д.П. Гладкочуб\*\**,  
*Т.В. Донская\*\**, *А.В. Лавренчук\*\*\**, *А.Р. Агатова\*\*\**, *А.Б. Котов\*\*\*\**

\*Москва, Геологический институт РАН

\*\* 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

Чернорудская зона – один из компонентов коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья. Первоначально под этим названием выделялась полоса пород гранулитовой фации метаморфизма, локализованная вдоль подножия Приморского хребта и такой подход не имел геологического и тектонического содержания. Позднее из состава полосы так называемой Чернорудской зоны были выделены бластомилониты коллизионного шва системы террейн–континент (эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма) и площадь развития гнейсов и мигматитов (амфиболитовая фация метаморфизма), примыкающая к заливу Мухур. Все вместе это составило половину площади бывшей Чернорудской зоны, а вот то, что осталось, и есть истинно тектоническая зона, фрагмент раннепалеозойского коллизионного композита. За ней целесообразно оставить прежнее название. Вместе с другими единицами коллизионного коллажа Чернорудская зона под косым углом примыкает к тектонизированному краю Сибирского кратона.

Чернорудская зона включает метаморфизованные и сложнодеформированные образования пестрого состава, насыщенные большим числом тектонически блокированных тел метагабброидов и метагипербазитов. Вся эта масса пронизана синметаморфическими мраморными меланжами и гранитами. Этот пестрый набор формирует несколько сдвиговых пластин, комбинация которых образует единый коллаж, свойственный Чернорудской зоне. Подготовленная к изданию карта охватывает юго-западный интервал Чернорудской зоны и прилегающие к ней с юго-востока зону Томота, а с северо-запада – зону коллизионного шва системы террейн–континент

Техника полевой работы. Проведение детального геологического картографирования сопровождалось использованием обширных по объему материалов дистанционного аэрокосмического зондирования. Среди них: аэрофотосъемка четырех масштабов, в том числе сверхкрупного (1:100000, 1:25000, 1:12000, 1:5000, Россия), и космическая съемка со спутников QUICK BIRD-2 (США), выполненная в мультиспектральном и панхроматическом форматах с высоким и сверхвысоким пространственным разрешением (2.44 м/пиксель и 61 см/пиксель соответственно, масштабы 1:10000 и 1:2000) и SPOT-5 (Франция, панхроматический формат, разрешение 2.5 м/пиксель). Космический материал обрабатывался в программном комплексе ENVI компании ИТТ Visual Information Solutions (США). Использовались космические 3-секундные цифровые 3D-модели рельефа, генерированные из базы радарных данных миссии SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, спутник SHUTTLE, США). Объемные модели обрабатывались в программе Global Mapper. В качестве базового маршрутного материала использовались аэрофотоснимки масштаба 1:5000. Электронные макеты геологической и тектонической карт составлялись на основе панхроматического космического снимка с аппарата QUICK BIRD-2, попиксельно привязанного к глобальной трехмерной системе координат WGS 84 (World Geodetic System, 1984). Точность нанесения геологических границ на участках с высокой степенью обнаженности достигает 1–2 метра. Макет «бумажной» карты, подготовленной к изданию, включает собственно карту и ее зарамочное оформление (легенда, различные схемы, аэро- и космические снимки, структурные и аналитические диаграммы, фотографии ключевых обнажений и т.д.). Он произвольно уменьшен до 2 м в длину, и в этом варианте карта отвечает масштабу

примерно 1:15000. Тираж готовит группа компаний А1 ТИС (г. Москва), издание намечено на ноябрь 2012 года.

Геология, тектоника. В границах геологической карты, подготовленной к изданию, выделяются такие основные единицы: Сибирский кратон, коллизионный шов (он разделяет кратон и Ольхонский террейн) и две зоны террейна – Чернорудская и Томота. Кратон образован метаморфитами сарминской серии (колебания метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации) и синметаморфическими гранитами (возраст около 2 млрд лет). Вдоль края кратона локализован коллизионный шов. Прослежен на 150 км при ширине в плане около 1 км. Шов сложен бластомилонитами и очковыми гнейсами. В строении собственно Чернорудской зоны (в рамках карты) участвуют пять тектонических единиц, которые целесообразно выделять как местные зоны. По существу, все они представляют собой протяженные, но узкие сдвиговые пластины, разделенные бластомилонитовыми швами. В строении пластин участвуют породы гранулитовой фации метаморфизма. Состав метаморфитов: пироксеновые и двупироксеновые гнейсы, кварциты, кальцитовые и доломитовые мраморы, мраморные меланжи (все они объединены в олхонский комплекс раннего палеозоя), синметаморфические граниты с гиперстеном, метагабброиды, метагипербазиты, разнообразные метасоматиты. По составу метаморфического матрикса все зоны идентичны, но отличаются по насыщенности базитовыми магматитами. Наибольшее их число сосредоточено в пластине № 7 коллизионного коллажа, показанного на тектонической карте, сопровождающей издание. Детальное картирование обнаруживает три морфологических группы метабазитов: крупные дайки метагабброидов (субвертикальные тела, составляющие зону № 6. В этой группе эшелонированная дайка Тонта имеет протяженность более километра и мощность около 100 м). Вторая группа – субгоризонтальные силлообразные залежи габброидов, идентичные по составу базитам даек, но несущие следы магматической дифференциации, впоследствии метаморфизованные и деформированные (типовой представитель – известный массив Улан-Харгана). Третья группа – тела метагабброидов различной формы, составляющие многочисленные мелкие и крупные тектонические отторженцы, обломки некогда крупной интрузии (или нескольких интрузий). В процессе реализации покровного и сдвигового тектогенеза, сопровождавших коллизию Сибирского кратона и Ольхонского террейна, они были тектонически закатаны в метаморфический матрикс Чернорудской зоны. Совершенно по-иному выглядит зона Томота, отделенная от Чернорудской зоны швом бластомилонитов, среди которых встречаются гипербазиты. По составу метаморфитов зона Томота резко отличается от Чернорудской зоны. Здесь абсолютно преобладают биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (амфиболитовая фация метаморфизма), мигматиты, гранитогнейсы. Иногда встречаются амфиболиты. Около трети площади зоны составляют бесчисленные тела синметаморфических гранитов. Структура зоны Томота несет черты мощно проявленной тектонической линейаризации сдвигового генезиса, наложенной на более ранние складчатые ансамбли различной конфигурации. Среди них слабо распознаются следы гранитогнейсовых куполов, а в отдельных участках сохранились комбинации структур покровного генезиса, аналогичные тем, которые участвуют в строении зоны Черноруд. В целом тектоника зоны Томота может быть определена как система многочисленных переплетающихся пакетов гнейсов и мигматитов линейной морфологии, среди которых заключены участки гнейсов, сохранившие картируемые структуры иного генезиса, существовавшие до тотальной линейаризации зоны. Хотя составы метаморфических комплексов, формирующих зоны Черноруд и Томота, кардинально отличаются друг от друга, такой стиль тектоники присущ им обеим. Вместе с тем особый мотив тектоники зоны Черноруд – возникновение в условиях резкой реологической неоднородности геологической среды сложнейшего по морфологии глубинного коллизионного композита, в котором запечатлены не только многочисленные аллохтонные единицы различной геодинамической природы, охваченные многоактными и генетически разнообразными деформациями, но и чрезвычайно контрастные хаотические структуры синметаморфического мраморного меланжа. В зоне Черноруд мраморные меланжи содержат мелкие и крупные включения всех пород, составляющих ее «разрез». Однако последний термин здесь вряд ли уместен, поскольку никаких признаков, которые позволили бы реставрировать былой стратиграфический разрез, здесь не обнаружено. Любые стратиграфические схемы, предложенные ранее для указанных площадей (как, впрочем, и для всей территории Ольхонского региона), в свете новых данных должны быть подвергнуты сомнению и ревизии.

Особый момент в геологии и тектонике этой площади и всего Ольхонского региона составляют абсолютно линейные узкие (первые сотни метров) и протяженные (десятки километров) структуры, образованные пестрым по составу метаморфическим комплексом. Практически он неотличим от того набора пород, который свойствен ольхонскому комплексу. Однако удивляют совершенно необычные, прямолинейные очертания «горизонтов», составляющих подобные зоны. По всем признакам это шовные структуры глубинных зон, возникавшие в условиях твердопластического течения. Их границы представлены бластомилонитами и очковыми гнейсами, и все вместе это позволяет определять такие структуры как самостоятельные тектонические единицы коллизионного коллажа.

Интересны и необычны кайнозойские образования Чернорудской зоны. Среди них многочисленны поля гейзеритов (возраст 19–24 тыс. лет), а также специфические обломочные отложения, впервые встреченные в этой части региона. По-видимому, мы сталкиваемся с новым, ранее неизвестным в регионе типом рыхлых отложений. Практически на 100 % это крупные и мелкие валуны кварцитов, составляющие покровы, обнаруженные на водоразделах, их склонах и в днищах современных мелких и крупных грабенов (рифтов), в изобилии присутствующих в границах Чернорудской зоны. Возникновение таких валунов связано, как предположил недавно Арк.В. Тевелев, с процессами морозного выветривания толщ кварцитов из состава раннекембрийской анайской свиты, обнаженной в Приморском хребте непосредственно вблизи уступа Приморского разлома. Добавим к этому, что практически полное отсутствие в этой части региона водотоков определило специфические условия транспортировки кварцитовых валунов – и это только уклон склонов и силы гравитации. Потоки валунов кварцитов сползали с Приморского хребта и мощным плащом перекрывали прилегающую поверхность педимента. Экспансия рифтового режима привела затем к расчленению покровов глыб и валунов кварцитов, их локализации на разновысотных площадках. Примечательно, что глыбы кварцитов, первично возникавшие в процессе морозного выветривания, подвергались затем, по мере сползания потоков таких скоплений, «оглаживанию» (возможно при участии причин и эолового характера), что в итоге обеспечивало формы глыб и валунов, внешне напоминающие результаты окатанности в водной среде. Никаких следов такого генезиса, однако, здесь не установлено, а обнаруженные потоки и покровы глыб и валунов кварцитов составляют необычный, оригинальный продукт сурового сибирского климата и активной тектоники. Возраст начала формирования этих образований пока не определен, но достаточно очевидно то, что этот процесс еще не закончен – потоки кварцитовых валунов перекрывают все породные комплексы региона.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 11-05-00267, 12-05-00229). Приобретение и поставку лицензионных космических дистанционных материалов со спутников QUICK BIRD-2 (оператор Digital Globe, США) и SPOT-5 (Франция) обеспечивала компания СОВЗОНД (г. Москва). Радарный материал со спутника Shuttle, а также космические снимки со спутника LANDSAT-7 получены в открытом доступе через Интернет.

## АДАКИТОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕНДСКОГО КОМПЛЕКСА ТОНАЛИТОВ-ПЛАГИОГРАНИТОВ, ЕГО ПОЗИЦИЯ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

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

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

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

\*\*\*Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

В западной части Байкало-Муйского пояса, граничащего с позднерифейскими вулканогенно-осадочными толщами Байкало-Патомского пояса, распространены амфиболиты, габброиды, гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс, а также гнейсы и гранитоиды [1–4]. Ранее опубликованные результаты исследований гнейсов и гранитов представляются противоречащими друг другу. В данном сообщении приведены новые сведения о геологическом строении и составе пород наиболее позднего комплекса гранитоидов.

Комплекс тоналитов-плагиогранитов-лейкогранитов, распространенный в западной части Байкало-Муйского пояса, представлен серией субвулканических, преимущественно дайковых, дел, секущих габброиды «массивов» Тонкий мыс, Сюдинского и Курлинского, гранулиты и апогранулитовые амфиболиты, кристаллические сланцы и гнейсы. В составе комплекса преобладают плагиограниты, отмечаются плагиолейкограниты и лейкограниты и гранатсодержащие разновидности этих пород. Наименее кислые породы в составе комплекса – тоналиты, образуют маломощные зоны в составе сложнопостроенных тел. Породами комплекса гранитоидов сложены как маломощные (5–50 см) жилы, так и тела мощностью до 15 м.

Внедрение гранитоидов было связано с хрупкими деформациями в гранулитах и апогранулитовых амфиболитах и со складчатыми деформациями – в габброидах. Комплекс апогранулитовых амфиболитов распространен в северо-западной части Богучанской губы. Секущие его гранитоиды образуют сеть жил и прожилков, образование которых, по-видимому, происходило в условиях хрупких сколовых деформаций. Наиболее мелкие (до 1.5 см) жилки имеют лейкогранит-плагиоклазитовый состав. Плагиограниты и лейкограниты образуют тела мощностью 5–40 см, их контакты секут как границы между чередующимися гнейсами и амфиболитами, так и гнейсовидность и метаморфическую полосчатость этих пород. Аналогичные единичные секущие плагиогранитные тела устанавливаются и на площади развития пород комплекса апогранулитовых кристаллических сланцев, эндербитов, чарнокитов и гнейсов. Приконтактные изменения ни в амфиболитах, ни в кристаллических сланцах и эндербитах вблизи границ тел гранитоидов не отмечены.

Аналогичные тела гранитодиоритов-плагиогранитов и лейкогранитов, внедряющиеся в троктолиты и габбро расслоенного комплекса Тонкого мыса, вызывают существенные изменения в последних. В зонах экзоконтакта описываемых тел в редких случаях вмещающие породы расслоенного комплекса превращены в амфиболиты. Чаще же вблизи плагиогранитных тел габброиды превращаются в габбро-амфиболиты, при этом новообразованные метаморфические линейно-плоскостные структуры накладываются на сформированную минеральную полосчатость раннего этапа деформаций. Внедрение плагиогранитных тел, как правило, происходит в зонах контакта пород разной компетентности на крыльях складок полосчатости расслоенного комплекса. Следует отметить, что зоны габбро-амфиболитов, мощностью в десятки метров, отмечаются и вне связи с обнажающимися телами гранитоидов. Деформации, сопутствующие образованию тел серии гранитоидов мы рассматриваем как последние, происходившие при температуре, достаточной для возникновения пронизывающих породы расслоенного комплекса деформационно-метаморфических структур. Сходные соотношения плагиогранитов, лейкогранитов и гранатсодержащих гранитов с вмещающими габброидами установлены нами при изучении Курлинского и Сюдинского габбровых массивов. В некоторых случаях дайковые тела

гранитоидов пространственно связаны со слюдяными гранитными пегматитами, что наиболее явно можно видеть при изучении Слюдянского массива. В западной части Байкало-Муйского пояса распространены также массивы, образованные плагиогранитами и гнейсовидными гранитами. С учетом данных о составе [2] и возрасте [4] пород массивов, можно предполагать, что они входят в состав того же комплекса или были образованы на том же этапе развития территории, что и рассмотренные субвулканические тела гранитоидов, однако этот вопрос требует дальнейшего исследования.

По геохимическим характеристикам тоналиты и плагиограниты субвулканических тел соответствуют адакитам. Это глиноземистые натровые породы ( $\text{Na}_2\text{O} > 3.9\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.2$ ) с содержанием Sr  $> 400$  ppm, низкими концентрациями Y ( $< 5$  ppm) и тяжелых лантаноидов, в частности Yb ( $< 1$  ppm), отношение Sr/Y превышает 90. Лейкограниты, отнесенные к тому же комплексу на основании положения в структуре (самостоятельные дайковые тела и внешняя зона тела, содержащего тоналиты во внутренней части), демонстрируют несколько более низкие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13.5–15.2 ppm), относительно высокие близкие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.3–4.0 %) и отличаются заметно более высоким отношением  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0.7–1.4). В этих породах более низкие содержания Sr, но отношение Sr/Y достаточно высокое ( $> 30$ ). Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры всех рассматриваемых пород сходны, таким образом, геохимические данные не противоречат заключению о принадлежности тоналитов, плагиогранитов и лейкогранитов к одному комплексу.

Для оценки возраста гранитоидов наиболее позднего магматического комплекса западной части Байкало-Муйского пояса было проведено геохронологическое исследование цирконов из тоналитов субвулканического тела, интрузирующего породы пироксенит-троктолит-габбрового комплекса на восточной оконечности мыса Тонкий. Исследование U-Pb изотопной системы цирконов проводилось методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (LA ICP-MS) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН по методике [5]. Полученная по результатам измерения U-Pb изотопного состава в 42 зернах циркона оценка возраста ( $595 \pm 4$  млн лет) указывает на время кристаллизации тоналитов.

Комплекс тоналитов, плагиогранитов и лейкогранитов запечатывает близкую к современной структуру запада Байкало-Муйского пояса, образованную в результате совмещения гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса, апогранулитовых амфиболитов и габброидных массивов. Полученные данные о возрасте дают возможность судить о времени проявления завершающей структурной перестройки в геологической истории региона. Формирование структуры сопровождалось резким проявлением дифференцированных тектонических движений, что фиксируется и накоплением конгломератов основания холодненской свиты и ее аналогов.

Формирование гранитоидов с адакитовыми характеристиками связывают с двумя разными геологическими ситуациями: плавлением материала литосферной плиты, погружающейся в зоне субдукции [6 и др.], либо мафитового вещества нижней части утолщенной коры [7]. Ключевые характеристики адакитов: высокие содержания Sr и легких РЗЭ, низкие концентрации тяжелых лантаноидов и Y считаются отражением их происхождения за счет образования эклогитов или гранатовых амфиболитов. В составе адакитов также может быть выявлена добавка вещества с мантийными характеристиками, что связывают с плавлением материала надсубдукционного мантийного клина [8].

Серия гранитоидов, запечатывающих структуру западной части Байкало-Муйского пояса, представлена породами с адакитовыми геохимическими характеристиками и низкими содержаниями MgO, Sr и Ni. Образование таких пород может объясняться явлениями плавления литосферной плиты, погружающейся в зоне субдукции. Внедрение комплекса гранитоидов с адакитовыми характеристиками  $595 \pm 4$  млн лет назад и предшествовавшее выведение гранулитов в верхние горизонты коры ясно увязываются с заключительным этапом развития Байкало-Муйского пояса. На поверхностном уровне для этого времени восстанавливается накопление грубообломочных толщ холодненской свиты и ее аналогов, что указывает на резкий подъем и размыв территории. Эти особенности ранее объяснялись сценариями наложенного рифтогенеза [3 и др.]. Мы сопоставляем ситуацию, возникшую в конце венда в области сочленения шельфа Сибирского кратона и прилегавших к нему структур подвижного пояса, с современными с геодинамическими условиями района северной оконечности шельфа Австралии (остров Тимор).

С нашей точки зрения, перечисленные геологические процессы, включая внедрение рассматриваемых гранитоидов, были следствием заклинивания зоны субдукции в ходе сближения островодужного пояса с краем Сибирского кратона, отрыва субдуцируемой плиты с плавлением ее краевой части. Таким образом, восстанавливается прекращение субдукции в Байкало-Муйской системе островных дуг к концу вендского времени. Следующая эпоха магматических процессов в истории развития подвижного пояса фиксируется в Удино-Витимской складчатой системе, где со времени около 530 млн лет назад реконструируются условия надсубдукционного вулканизма [9]. На основании этих данных мы полагаем, что возникновение пояса гранитоидов с адакитовыми характеристиками и выведение гранулитов в верхние горизонты коры маркирует перескок зоны субдукции, завершившейся в Байкало-Муйском поясе во второй половине венда и возобновившейся в Удино-Витимском поясе в начале кембрия (около 530 лет назад).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 11-05-01052).

- [1] *Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др.* О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // Доклады Академии наук. 1993. Т. 332, № 4. С. 195–201.
- [2] *Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* Байкало-Муйский вулканический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
- [3] *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
- [4] *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.
- [5] *Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Бычков Я.А.* Поиск следов древней коры на Камчатке: уран-свинцовое исследование детритовых цирконов методом лазерной абляции // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 255.
- [6] *Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // Journal of Geophysical Research. 1990. V. 95. P. 21503–21521.
- [7] *Xu J-F., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P.* Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of East China: partial melting of delaminated lower continental crust? // Geology. 2002. V. 30. P. 1111–1114.
- [8] *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.
- [9] *Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др.* Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая системы Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434, № 3. С. 361–364.

## СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

*М.А. Фомин, С.Ю. Беляев*

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

Енисей-Хатангский региональный прогиб расположен в зоне сочленения Таймырского складчато-надвигового пояса и северо-западной части Сибирской платформы. Ранее авторами были рассмотрены принципиальные черты строения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла территории исследования [10, 11]. Было показано, что в целом в мезозойскую эпоху регион развивался унаследованно.

Однако вопрос о составе, структуре и возрасте фундамента регионального прогиба остается дискуссионным. В настоящее время по этому поводу существует две основные точки зрения. Традиционными являются представления о прогибе как о рифтогенной структуре, когда подразумевается, что основную роль при его формировании играли вертикальные перемещения по разломам в раннетриасовое время и излияние больших объемов вулканогенных пород, аналогичных таковым в Западной Сибири и трапповому комплексу Сибирской платформы. Первым такую точку зрения высказал, по-видимому, Ю.Е. Погребницкий [6], который рассматривает Пурский желоб, выделяющийся в Западной Сибири как межгорный прогиб с 1965 г. [7]. Он пишет: «...его строгая линейность, исключительная протяженность и роль «сквозной» структуры отвечают... представлениям о рифтовых образованиях, не зависящих от предшествующих структур... желоб заполнялся основными лавами, выход которых на поверхность связан с трещинами растяжения. В этом смысле ... Фадью-Кудинский и Байкуро-Котуйский желоба являются несомненными рифтовыми структурами» [6, с. 220–221]. Общепринятой данная точка зрения становится с момента выхода в 1975 г. крупной монографии, посвященной геологическому строению Западной Сибири [1], в которой на геологической карте поверхности фундамента территория регионального прогиба залита базальтами. Еще больше укоренилась у геологической общественности данная точка зрения после публикации цветной карты фундамента Западно-Сибирской плиты [9], на которой Енисей-Хатангский региональный прогиб четко показан как рифтогенный. В дальнейшем эти и ряд других исследователей, присоединившихся к этой точке зрения, интерпретируют согласно этой парадигме отдельные черты строения региона [2, 3, 12–14 и др.].

Второй точки зрения придерживается другая группа исследователей. В частности, по мнению В.С. Старосельцева, исходя из совокупности структурно-формационных особенностей доюрских комплексов депрессии, нет оснований для выделения регионального прогиба в качестве рифтогенной структуры [8]. Д.Г. Кушнир на основе анализа геофизических и статистических данных пришел к выводу, что диагональная система валов, осложняющих центральную часть Енисей-Хатангского регионального прогиба, так же как и весь региональный прогиб, имеет пликвативный характер [5]. В 2011 г., после интерпретации и анализа серии композитных региональных временных сейсмических разрезов, В.А. Конторович [4] пришел к выводу о том, что «...в рассматриваемом регионе формировался единый палеозойско-мезозойский осадочный бассейн, не подвергшийся влиянию герцинской складчатости и процессам раннетриасового рифтогенеза» [4, с. 1041]. Основным фактом, на основе которого было сделано данное заключение, является «...серия устойчивых отражающих горизонтов ниже подошвы терригенных отложений триаса, подчеркивающих слоистый платформенный характер палеозойских отложений мощностью не менее 10 км» [4, с. 1041].

Авторами предпринята попытка изложить весь имеющийся на сегодняшний день геолого-геофизический материал: временные разрезы по западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающей территории Западно-Сибирской геосинеклизы, характерис-



тику литологического состава доюрского комплекса по данным глубокого бурения и показать, как эти данные можно интерпретировать с той или другой точки зрения (этим мы хотим подчеркнуть дискуссионность проблемы и невозможность решить ее совершенно однозначно при нынешнем состоянии изученности территории исследования).

Проанализировав данные из опубликованных и фондовых источников, а также вышеперечисленные материалы, авторы пришли к выводу, что в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба разрез нижнего триаса представлен туфами, туфопесчаниками, туфогравелитами, андезибазальтами и андезитами, которые объединены в туфолавовую толщу и вскрыты на Малохетской, Нижнехетской, Суходудинской, Хабейской, Тундровой, Волочанской, Логатской, Владимирской и других площадях. На прилегающей территории Западно-Сибирской геосинеклизы эти породы выделяются в объеме красноселькупской серии, которая перекрывается терригенными отложениями среднего триаса. В некоторых скважинах, вскрывших мезозойско-кайнозойскую толщу на всю глубину, триасовые отложения вовсе отсутствуют и на забое вскрываются более древние, вплоть до докембрийских, образования (например, в скв. Медвежья 316). В целом, улавливается тенденция уменьшения мощности туфолавого комплекса с запада на восток либо уменьшение мощности туфолавовых горизонтов в комплексе. Однако можно констатировать, что на значительной части территории Енисей-Хатангского регионального прогиба нижнетриасовые породы представлены вулканогенными разностями.

Анализ региональных временных разрезов показал, что палеозойские отложения имеют ярко выраженный платформенный характер (устойчивые выдержанные отражающие горизонты в прогнутой центральной части регионального прогиба). На севере и юге прогнутая зона ограничена системами разломов, наклоненных к центральной части прогиба и имеющих палеозойский либо раннемезозойский возраст.

Проанализировав изложенные выше факты, авторы пришли к выводу, что в данное время проблему невозможно решить однозначно. Однако вероятно, что в региональном прогибе можно выделить рифтовую зону, которая по ширине будет отвечать примерно Енисей-Хатангскому наклонному мегажелобу. Эта зона на временных разрезах меридиональной ориентировки ограничена на севере и юге глубинными разломными зонами, что соответствует классическому строению рифта.

Таким образом, анализ опубликованных и фондовых материалов, интерпретация временных разрезов, а также наличие на большой территории в разрезе вулканогенных отложений нижнего триаса позволяют предположить, что Енисей-Хатангский региональный прогиб, вероятно, имеет рифтогенную природу. Если это так, то результатом этого процесса (по аналогии с Западно-Сибирской геосинеклизой) стало прогибание северной оконечности Сибирской платформы и образование Енисей-Хатангского осадочного бассейна. Однако окончательно этот вопрос может быть решен при более детальном изучении территории Енисей-Хатангского регионального прогиба сейсморазведкой и глубоким бурением.

- [1] Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 679 с.
- [2] Данилкин С.М. История формирования и нефтегазоносность Енисей-Ленской системы прогибов // Советская геология. 1985. № 6. С. 6–14.
- [3] Долматова И.В., Пеикова И.Н. Модель рифтовой деструкции северной палеоокраины Сибирского континента (Енисей-Хатангский прогиб) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2001. № 7. С. 30–33.
- [4] Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 8. С. 1027–1050.
- [5] Кушнир Д.Г. Геологическое строение зоны сочленения Енисей-Хатангского регионального прогиба с Сибирской платформой в Хета-Котуйском междуречье по геофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2005. 22 с.
- [6] Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырский складчатой системы. Труды НИИГА. Т. 166. Л.: Недра, 1971. 248 с.
- [7] Ростовцев Н.Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1966. № 1. С. 3–9.
- [8] Старосельцев В.С. Актуальные проблемы тектоники нефтегазоперспективных регионов. Новосибирск: Наука, 2008. 212 с.
- [9] Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

М.: Недра, 1981. 143 с.

- [10] *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. 2011. № 9. С. 4–20.
- [11] *Фомин М.А., Беляев С.Ю., Еришов С.В.* Пликативная и дизъюнктивная тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология нефти и газа. 2011. № 8. С. 128–132.
- [12] *Хаин В.Е., Соколов Б.А.* Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // Советская геология. 1984. № 7. С. 49–60.
- [13] *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- [14] *Яцкевич В.И., Яковлев Ю.К., Четвергов А.П., Ключко В.П., Степанов В.И.* Результаты и проблемы изучения тектоники западной части Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба по геолого-геофизическим данным // Тектоника Сибири. Т. IX. Новосибирск: Наука, 1980. С. 79–89.

## РАЗВИТИЕ ЮРСКОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА НА ФОНЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЕВРАЗИИ ЭТОГО ВРЕМЕНИ

*А.О. Фролов, И.М. Машук*

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, frolov88-21@yandex.ru, samaropsis@yandex.ru

В настоящее время стратегической линией палеогеографических исследований является переход от статичных схем (панорам) к динамичным палеогеографическим моделям (сценариям). В данной работе предлагается модель развития ранне-среднеюрской растительности Иркутского угольного бассейна на фоне геологической истории региона.

Роды *Czekanowskia* и *Phoenicopsis* (порядок *Leptostrobales*) наряду с хвойными и гинкговыми являлись типичными представителями Сибирской палеофлористической области, включавшей в среднеюрское время территории бассейна р. Печоры, Сибири, Северного и Северо-Восточного Китая и северо-востока Средней Азии [1]. Известно, что виды родов *Phoenicopsis* и *Czekanowskia* представляли собой листопадные деревья или кустарники.

Применение эколого-тафо-флористического подхода позволило реконструировать две сукцессионные системы пойменной растительности, существовавшие на территории изучаемого региона и последовательно сменяющие друг друга во времени [9]. Принципиальные отличия между двумя реконструкциями заключаются в участии вышеуказанных родов в составе фитоценозов. В ранней юре представители рода *Czekanowskia* преобладали в растительном покрове Иркутского бассейна. Они являлись доминирующими компонентами в ряде растительных сообществ, населявших территорию широкой заболоченной поймы, и, по-видимому, играли роль основных углеобразователей (большинство соответствующих фитоориктоценозов сопровождается угольными пластами). Сообщества с доминированием рода *Phoenicopsis* в это время занимают подчиненное положение, а фитоориктоценозы данных материнских сообществ не обнаруживают генетической связи с угольными пластами [9, 10]. В среднеюрское время ситуация меняется на противоположную: сообщества с *Phoenicopsis* становятся преобладающими на территории широкой заболоченной поймы и углеобразующими, в то время как сообщества с *Czekanowskia* занимают подчиненное положение и не принимают участие в образовании угля [8, 9].

Какие же события способствовали становлению раннеюрской растительности Иркутского бассейна, и какие привели к ее коренному изменению в средней юре? Для решения этих вопросов авторы обратились к геологической и палеофлористической истории территории Сибирской палеофлористической области.

Рассмотрим историю расселения лептострбовых. В первой половине ранней юры (условно геттангский – синемюрский века) центр видообразования рода *Czekanowskia* приходился на Восточный Казахстан и Южный Урал (южные окраины Сибирской палеофлористической области). Именно отсюда начинается экспансия этого рода в глубь Сибирской области [6]. Исходя из последних палеогеографических реконструкций, вероятный путь миграции проходил через Западную Сибирь. Во второй половине ранней юры (условно плинсбахский – тоарский века) чекановские становятся обычными компонентами юрских флор Сибири. В это время происходит становление растительного покрова Иркутского угольного бассейна, в котором представители рода *Czekanowskia* играли доминирующую роль. В ранней юре распространение рода *Phoenicopsis* ограничивалось территорией Средней Азии [5]. В Сибирскую палеофлористическую область представители этого рода проникли тем же путем, что и виды рода *Czekanowskia*. Но произошло это лишь к концу ранней юры. Такое «запоздалое» его появление, на наш взгляд, предопределило положение сообществ с доминированием *Phoenicopsis* в составе растительности низкой часто затопляемой поймы. Вследствие того, что более стабильные местообитания уже были заняты сообществами, в которых доминантом и эдификатором являлись чекановские, сообществам с *Phoenicopsis* пришлось селиться в прирусловой части поймы, постоянно подверженной экзогенному воздействию паводков, и играть подчиненную роль в ее растительном покрове. Это позволяет предположить, что феникопсисы вошли в состав юрской флоры Иркут-

ского бассейна как исходно ценофобные компоненты. Такая ситуация сохраняется на протяжении плинсбахского века. Можно сделать вывод о том, что характер участия родов *Czekanowskia* и *Phoenicopsis* в растительном покрове Иркутского бассейна в ранней юре зависел от времени появления представителей этих родов на его территории.

В конце позднего плинсбаха произошло потепление климата, достигшее максимума в раннем тоаре [2, 3]. В это же время в Западном Забайкалье наблюдается активизация тектонических процессов [7], способствовавшая вздыманию прилегающих к Иркутскому бассейну горных систем. Это привело к преобладанию руслового режима на территории аккумулятивной равнины Иркутского бассейна [4]. Потепление климата и тектонические процессы в равной степени способствовали сокращению заболоченных пространств и прекращению угленакопления. О соотношении растительных сообществ с преобладанием представителей родов *Czekanowskia* и *Phoenicopsis* в этот период судить трудно. Однако заболоченные пространства, благоприятные для поселения сообществ с *Czekanowskia*, сильно сократились.

Во второй половине раннего тоара потепление сменилось постепенным похолоданием с пессимумом в аалене [3]. К этому времени, вследствие компенсации осадками погружающихся впадин, ослабла динамика потоков и обширные пространства вновь оказались занятыми поймами блуждающих рек с заболоченными старицами и озерами. Восстановившаяся в этих местообитаниях болотная растительность коренным образом отличалась от существовавшей в ранней юре.

Изменения климатического и геологического режимов, произошедшие в тоарском веке на территории Иркутского бассейна, стали движущей силой, способствовавшей изменению растительного покрова. В это время произошла гибель болотной углеобразующей растительности с доминированием *Czekanowskia*. Прежде редкие представители рода *Phoenicopsis* заселяют вновь образовавшиеся заболоченные пространства низкой поймы и формируют, путем комбинации видов, новые растительные сообщества. Чекановский же начинают преобладать в менее стабильных условиях прирусловой сезонно затопляемой части поймы.

- [1] Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 424 с.
- [2] Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.
- [3] Ильина В.И., Сушакова А.В., Трубицына А.Н. Основные преобразования флоры Сибири в раннеюрскую эпоху (по данным палинологии) // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Международного симпозиума. Томск: Изд-во научно-технич. литературы, 2001. С. 331–334.
- [4] Ильюхина А.В., Кашик С.А., Стругов А.С. и др. Литогенетические типы и фации юрских отложений // Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. С. 133–204.
- [5] Киричкова А.И., Травина Т.А., Быстрицкая Л.И. Биохронология и биостратиграфия фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. Вып. 3. Род *Phoenicopsis* (Систематика, история, распространение, значение для стратиграфии). СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 2002. 205 с.
- [6] Самылина В.А., Киричкова А.И. Род *Czekanowskia* (систематика, история, распространение, значение для стратиграфии). Л.: Наука, 1991. 139 с.
- [7] Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
- [8] Фролов А.О., Мащук И.М. Фитоценозы присаянского времени (средняя юра) Иркутского угольного бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 249–250.
- [9] Фролов А.О. Ранне-среднеюрская растительность зрелой аллювиальной равнины Иркутского бассейна // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 518–520.
- [10] Фролов А.О., Мащук И.М. Экологические особенности раннеюрских растительных ассоциаций с доминированием представителей родов *Czekanowskia* и *Phoenicopsis* // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Четвертое Всероссийское совещание: научные материалы. СПб.: Изд-во Лемма, 2011. С. 246–247.

## БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ГРАНИТОИДНОМ ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП)

А.А. Цыганков, Т.Н. Анциферова, Г.Н. Бурмакина, Т.Т. Врублевская,  
В.Б. Хубанов, В.Ф. Посохов

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

Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья занимают площадь более 200000 км<sup>2</sup>, образуя одну из крупнейших на Земле гранитоидную провинцию. Время формирования этой провинции, по разным оценкам, составляет от 20–25 млн лет [3] до 55–60 млн лет [8]. Большинство обсуждаемых моделей магматизма рассматриваемого этапа отводят решающую роль в масштабном гранитообразовании мантийным базальтовым магмам [2, 4, 9], что согласуется с современными представлениями о роли мантийного магматизма в гранитообразовании. В этом контексте полученные в последние годы фактические данные по базитам, сопутствующим гранитоидам, представляются как минимум неоднозначными, что свидетельствует о недостаточной изученности роли мантийного магматизма в гранитоидном петрогенезисе Западного Забайкалья.

Выделяется несколько форм проявления базитового магматизма, синхронного с гранитоидами.

1. *«Автономные» габброиды* – представляют собой сравнительно крупные (до первых десятков км<sup>2</sup>) массивы, сложенные габброидами, габбро-диоритами, габбро-монцонитами, в том числе габброидами, слагающими ранние фазы габбро-монцонит-сиенитовых плутонов. Изотопно-геохронологические данные по габброидам рассматриваемого типа весьма ограничены: U-Pb возраст габбро Орефьевского массива составляет 290 млн лет (цирконы, SHRIMP-II); габбро первой фазы Арсентьевского плутона 279 млн лет (цирконы, SHRIMP-II) [1], Оронгойский массив – 278 млн лет (по данным В.В. Ярмолюка); габброиды в рудном поле Ермаковского бериллиевого месторождения – 332 млн лет (циркон) [6]. Таким образом, имеющиеся немногочисленные датировки дают весьма широкий разброс значений – от 332 до 278 млн лет, что охватывает весь период позднепалеозойского гранитоидного магматизма [8]. При этом в одних случаях связь с гранитоидами достаточно очевидна (Арсентьевский плутон), в других – под вопросом (Орефьевский массив, Ермаковка).

2. *Синплутонические базитовые интрузии*. Изотопно-геохронологические данные по этим образованиям отсутствуют. Синхронность с гранитоидами, заложенная в их названии, предполагается исходя из наличия гибридных пород на контакте базитов и гранитоидов (обычно кварцевых сиенитов), а также переходов базитов в комбинированные дайки, что возможно лишь при внедрении базитовых интрузий в не до конца раскристаллизованную салическую камеру. Такие взаимоотношения впервые установлены Б.А. Литвиновским с соавторами [4, 5] в Усть-Хилкском, Шалутинском, Нестерихинском массивах.

3. *Комбинированные дайки*. Подразделяются на два типа: первый тип – дайки, образующие трахибазальт-трахит-трахириолитовую ассоциацию, которая включает как простые дайки трахитов, трахириолитов и трахибазальтов, так и комбинированные дайки, состоящие из трахибазальтовой краевой и трахитовой центральной части, содержащей включения базитового материала. Пространственно эти дайки располагаются в обрамлении Брянского и Хоринского щелочно-гранитоидных комплексов (многофазных плутонов), их Rb-Sr возраст составляет 305–285 млн лет [7]. Дайки второго типа сложены пиллоуподобными базитовыми обособлениями, сцементированными аплитовым, микрогранитным или кварцевосиенитовым материалом. Изотопно-геохронологические данные отсутствуют, однако в большинстве случаев эти дайки встречаются в позднепалеозойских кварцевых сиенитах и кварцевых монцонитах зазинского и чивыркуйского комплексов, время формирования которых охватывает период с 305 до 285 млн лет [8]. Кроме того, аналогичные дайки зафиксированы в позднетриасовом (~220 млн лет) Харитоновском щелочно-гранитоидном плутоне, а также на побережье Байкала среди раннедо-

кембрийских (?) гнейсов. По-видимому, рассматриваемые дайки формировались дважды – в позднем палеозое (поздний карбон – пермь) и в мезозое (поздний трасс), вместе с щелочными гранитоидами.

4. *Мафические включения в гранитоидах*, так же как и комбинированные дайки, наиболее характерны для кварцевых сиенитов чивыркуйского и зазинского комплексов. Впервые для Западного Забайкалья они описаны Б.А. Литвиновским [4] в Романовском массиве (Витимское плоскогорье). Нами подобные включения детально изучены в Бургасском плутоне (хр. Улан-Бургасы); получены первые данные по включениям из Улекчинского массива (Юго-Западное Забайкалье, бассейн р. Джида). Включения имеют монцонитоидный состав, однако их исходно базальтовая природа реконструируется на основании минералого-геохимических данных.

5. *Смешанные «мантийно-коровые» изотопные характеристики гранитоидов* рассматриваются как однозначное свидетельство присутствия мантийного материала в их составе. Среди позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья такие характеристики зафиксированы либо в гранитоидах повышенной основности (кварцевые сиениты, кварцевые монцониты), что хорошо согласуется с приведенными выше геологическими данными, либо в собственно гранитах, являющихся дифференциатами гибридных магм. Проблема, однако, заключается в том, что мантийная добавка может быть как результатом смешения магм, так и результатом плавления более древнего корового метабазитового (смешанного) источника. Очевидно, что в последнем случае прямая связь базитового и гранитоидного магматизма отсутствует.

Позднепалеозойские базиты в целом характеризуются повышенной и высокой калиевой щелочностью, наличием отрицательной Nb и положительной Pb аномалий на спайдердиаграммах, околонулевыми или даже отрицательными значениями  $\epsilon Nd$ , близкими к гранитоидам.

Таким образом, взаимосвязь базитового и гранитоидного магматизма рассматриваемого временного интервала представляется достаточно очевидной. При этом следует подчеркнуть, что базиты, в том или ином виде, связаны только с гранитоидами повышенной основности, которые появляются лишь вслед за доминирующими в регионе известково-щелочными гранитами баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит, 150000 км<sup>2</sup>) [8]. Объем баргузинских гранитов в разы превосходит суммарный объем всех прочих гранитоидов позднепалеозойского этапа. В составе баргузинского комплекса существенная доля принадлежит гранитам автохтонной фации, а для аллохтонных (интрузивных) разностей весьма характерны ксенолиты метатерригенных пород. Базиты, ассоциирующие с баргузинскими гранитами, пока не зафиксированы, а изотопные характеристики гранитов указывают на древнекоровый источник магм. Из этих соотношений следует, что базитовый магматизм начался только после формирования гигантского объема существенно коровых гранитов.

Доля базитов среди всех позднепалеозойских магматических пород Западного Забайкалья невелика – не более первых процентов. Масс-балансовые расчеты, выполненные для гранитоидов повышенной основности, исходя из модели смешения магм, дают соотношения базитовой и силикатной составляющих примерно 1:4.

Таким образом, ключевая роль базитового магматизма в позднепалеозойском гранитообразовании Западного Забайкалья пока не находит подтверждения фактическими данными. В формировании баргузинских гранитов Ангаро-Витимского батолита участие мантийных базальтовых магм не зафиксировано вовсе. Заметная доля базитового материала (при условии справедливости модели смешения) появляется лишь в более поздних образованиях. Вопрос о тепловом эффекте мантийного магматизма, применительно к рассматриваемой ситуации, остается открытым.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), РФФИ и Министерства науки и технологий Израиля (06-05-72007), Интеграционных проектов СО РАН № 37, 17.

[1] Бадмацыренова Р.А. Арсентьевский габбро-сиенитовый массив: состав, петрология и рудоносность (Западное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2010. 23 с.

[2] Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2000–2001 гг. / Ред. Д.В. Рундквист. М., 2003. С. 185–199.

- [3] Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита и проблема использования геохронологических данных при исследованиях фанерозойских магматических комплексов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 103–105.
- [4] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.
- [5] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 133–157.
- [6] Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 2. С. 126–152.
- [7] Хубанов В.Б. Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2009. 23 с.
- [8] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- [9] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева С.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.

## ВИТИМСКОЕ И ДАРИГАНСКОЕ КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ: ФОКУС МИНИМАЛЬНОГО ВЛИЯНИЯ МЕЖПЛИТНОЙ КОНВЕРГЕНЦИИ

*И.С. Чувашова\*·\*\*\*, Е.А. Михеева\*·\*\*, С.В. Рассказов\*·\*\*\**

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

\*\*Иркутск, Иркутский государственный университет

В разработке моделей глубинной магматической динамики континентов важно учитывать фактор влияния процессов конвергенции литосферных плит. Во Внутренней Азии этому влиянию наименее подвержены Витимское и Дариганское вулканические поля, расположенные приблизительно на одной долготе (соответственно, между 112 и 114°; 113 и 115° в.д.) с относительным смещением по широте (соответственно, от интервала 53.5–54.0° с.ш. до интервала 44.5–45.0° с.ш.). Дариганское поле находится на приграничной территории Монголии с Китаем [1]. Продолжение этого поля на китайской территории имеет собственное название Абага [12] или Даленуор [9]. С одной стороны, Витимское и Дариганское поля удалены от восточной окраины Азии и пространственно соответствуют западной части Забайкальского низкоскоростного домена (глубина 200–400 км), расположенной к западу от стагнирующего слэба, оконтуренного в переходной зоне мантии по данным сейсмической томографии [8, 10 и др.]. Стагнирующий слэб образовался в результате субдукции океанического материала под Восточную Азию и мог служить в качестве препятствия при подъеме горячего материала из нижней мантии в верхнюю. С другой стороны, Витимское и Дариганское поля находятся восточнее области ярко выраженного Индо-Азиатского взаимодействия, отразившегося в глубинном петрогенезисе вулканических полей Центральной Монголии, пространственно связанных с Саяно-Монгольским низкоскоростным доменом (глубина 50–200 км) [6]. В структурах растяжения Витимского и Дариганского вулканических полей нашли отражение процессы дивергенции, характеризующиеся общим преобладающим растяжением коры Центральной и Восточной Азии в направлении северо-запад – юго-восток.

Витимское вулканическое поле смещено к юго-востоку относительно Северо-Байкальской низкоскоростной аномалии, резко обозначенной на глубине 250 км в модели S-волн [11]. Полоса выходов вулканических пород полей Абага–Дариганга шириной около 100 км протягивается в направлении северо-северо-запад – юго-юго-восток на расстояние 350 км. В модели сейсмической томографии [11] этой вулканической полосе соответствует Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия, вытянутая в том же направлении и резко выраженная на глубине 250 км.

Витимское вулканическое поле занимает территорию порядка 10 тыс. км<sup>2</sup>. Оно сложено в основном базальтами и базанитами. Лавы заполнили три крупные палеодолины: Северную (Хойготскую), Центральную (Аталангинскую) и Южную (Амалатскую). Палеодолины протягиваются субпараллельно сухоходольным впадинам северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны. Мощность лав в палеодолинах, по данным бурения, достигает 400 м. Дариганское вулканическое поле имеет близкие размеры с Витимским. Подобно этому полю, Дариганское сложено базальтами и базанитами. Лавы его южной части перекрывают поднятие с расчлененным рельефом фундамента хр. Нукут-Дабан, протягивающегося в северо-северо-восточном направлении вдоль северного края Северо-Китайского кратона. Лавы вулканов центральной и северной частей поля представляют собой аккумулятивное сооружение между Тамцакской и Онгонской впадинами. Впадины обозначают рифтовую структуру, сопряженную с поднятием хр. Нукут-Дабан. Бурение не проводилось, поэтому мощность вулканической толщи поля Дариганга не определена, и глубина залегания фундамента в рифтовых впадинах под покровом лав неясна.

На Витимском вулканическом поле закартировано 88 вулканических конусов, выступающих над аккумулятивной лавовой поверхностью. По данным бурения, под покровом лав



обнаружено еще 18 погребенных вулканических построек. Вулканические аппараты распределены дискретно и образуют крупные вулканические центры (Береинский, Количиканский, Намару, Яоле, Амундинский, Дыбрынинский и Хойготский) и вулканические центры меньших размеров. В пределах вулканических центров находятся трещинные постройки северо-восточной ориентировки (например, на вулканическом центре Яоле). Каждый из вулканических центров представлял собой щитовой вулкан, действовавший в ограниченном временном интервале. Миоценовый вулканизм пространственно связан с образованием сводового поднятия Антасё. Более поздний (плиоцен-четвертичный) вулканизм контролировался Дыбрын-Малоамалатской и Ингур-Малоамалатской зонами протяженностью до 100 км. Вулканизм Витимского плоскогорья сопровождал тектонические процессы, начавшиеся в кампане–маастрихте. Интенсивное поднятие и эрозионное расчленение фундамента имели место на рубеже раннего и среднего миоцена (около 16–15 млн лет назад). В это время усиливались процессы рифтогенеза [4, 5].

На Дариганском вулканическом поле находится более 200 шлаковых и шлаколавовых построек. По их пространственному распределению поле разделяется на две половины: северо-западную, в которой постройки контролировались разломами северо-восточной ориентировки (азимут  $45^\circ$ ), и юго-восточную, в которой постройки контролировались разломами восток–северо-восточной ориентировки (азимут  $30^\circ$ ). В отдельных фрагментах северо-западной части поля можно видеть и короткие (до 15 км) линии построек с азимутом  $30$  и  $70^\circ$  [1]. Северо-западная часть поля пространственно связана со структурами рифтовых впадин, а юго-восточная – с поднятием хр. Нукут-Дабан. В пределах поля выделяются две зоны магнезиальных базальтов (11.0–13.7 мас. % MgO): 1) субширотная и 2) северо-восточная. Субширотная зона протрассирована от вулкана Авгойт-Ула на западе до вулкана Сэнджитийн-Ундэр на востоке, на расстояние 110 км, а северо-восточная – от вулкана Авгойт-Ула на юго-западе до вулкана Бурхант на северо-востоке, на расстояние 85 км. Ширина обеих зон достигает 10 км. Первая зона находится в основном в юго-восточной половине поля и протягивается в юго-западную часть северо-западной половины. Вторая зона полностью соответствует северо-западной половине поля. По всей протяженности субширотной зоны базальты содержат включения граната, отмеченные А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом [7]. На вулканах северо-восточной зоны включения граната отсутствуют, за исключением находки на вулкане Авгойт-Ула, расположенном на взаимном пересечении зон магнезиальных базальтов. В отличие от Витимского поля, на Дариганском отсутствуют породы древнее 18 млн лет [2, 7]. Лавы поля Абага (Даленуор) датируются плиоцен-четвертичным временным интервалом [9].

Под базальтовым покровом Витимского поля в эрозионных палеодолинах глубиной от первых десятков метров до 500 м залегают линзы осадочных отложений, вмещающих урановую минерализацию. Здесь разведано Хиагдинское урановое месторождение – одно из крупнейших в России. Протяженность залежей составляет первые километры, ширина – сотни метров. Вместе с ураном в рудных телах концентрируется Mo, Zn, Co, Zr, As, Th, Cu, Y и Sc [3]. Подобные палеогеоморфологические условия накопления лав Дариганского поля открывают перспективы обнаружения урановых залежей и на этой территории.

Итак, Витимское и Дариганское вулканические поля находятся в фокусе минимального влияния межплитной конвергенции. Сходство полей заключается в: 1) удаленности от областей конвергенции, по сравнению с другими вулканическими территориями Центральной и Восточной Азии; 2) пространственной связи с одноглубинными (~250 км) верхнемантийными низкоскоростными аномалиями; 3) эволюции вулканических процессов в рамках позднего кайнозоя и 4) близком спектре излившихся магматических расплавов. Между тем внутреннее строение вулканических полей явно отличается. На Витимском поле в миоцене действовали крупные вулканические центры, группировавшиеся вокруг сводового поднятия, а в плиоцене–квартере проявилась тенденция к пространственной локализации вулканизма вдоль линейных зон. На Дариганском поле доминировал линейный характер структурного контроля вулканических извержений. Концентрированное поступление магматического материала на Витимском поле сопровождалось подъемом территории, вызванным «активным» всплывающим эффектом области магнообразования. В отсутствии подобного эффекта области магнообразования Дариганского поля отразился «пассивный» характер магматической проницаемости коры.

Работа выполняется по проекту ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы», № 2012-1.3.1.-12-000-1006-005.

- [1] Влодавец В.И. Даригангская вулканическая область // Доклады Академии наук СССР. 1950. Т. 72, № 5. С. 933–935.
- [2] Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др. Новые данные о К–Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады Академии наук СССР. 1988. Т. 303, № 2. С. 454–457.
- [3] Лучинин И.И., Пешков П.А., Дементьев П.К. и др. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 12–15.
- [4] Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
- [5] Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.
- [6] Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозойе Азии. Новосибирск: «Гео», 2012 (в печати).
- [7] Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
- [8] Fukao Y., Obayashi M., Inoue H. et al. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97. P. 4809–4822.
- [9] Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in Northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 385–401.
- [10] Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A. et al. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004. V. 9. P. 179–219.
- [11] Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S–wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. V. 138. P. 263–278.
- [12] Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X. et al. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China // Continental flood basalts. Boston: Kluwer Academic Publishers, 1988. P. 311–330.

## ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ПРИАРГУНЯ

*Г.А. Шатков, П.М. Бутаков*

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского, Pavel\_Butakov@vsegei.ru

На территории Южного Приаргуны находятся крупнейшие по качеству и запасам урановые месторождения Стрельцовского рудного узла, а также месторождения и рудопоявления полиметаллов, флюорита, олова, вольфрама, цезия, серебра, сурьмы и золота. Многие из них локализованы в позднемезозойских вулканотектонических структурах депрессионного и (или) вулканокупольного типа. Что же касается источников рудного вещества, то здесь значительная роль отводится либо гранитоидам, либо кислым вулканогенным образованиям. Несмотря на высокую степень изученности магматических образований Восточного Забайкалья (Н.И. Тихомиров, В.В. Павлова, М.Н. Афанасов и др.), до сих пор актуальной остается задача уточнения их возраста и геохимических особенностей.

В 2008–2011 гг. авторами изучались различные геологические обстановки, имеющие отношение к генезису и локализации месторождений «стрельцовского» типа. Исследования проб проводились в лабораториях ВСЕГЕИ различными высокоточными аналитическими и изотопно-геохронологическими методами. Результаты частично опубликованы [2–4]. В данной работе рассматриваются результаты изучения гранитов фундамента и ближайшего обрамления Тулукуевской кальдеры, а также других гранитоидных массивов, развитых в пределах Урулюнгуйского рудного района. Локальным U-Pb методом (SIMS SHRIMP-II) по цирконам были исследованы образцы гранитов, отнесенные на ГГК-1000 и ГГК-200 к урулюнгуйскому ( $R_{2-3}$ ), бухотуйскому ( $R_3$ ), уртуйскому ( $R_3$ ), ундинскому ( $P_{1-2}$ ), лубиинскому ( $P_2-T_1$ ), кутомарскому ( $P-T_1$ ), шахтаминскому ( $J_{2-3}$ ), кукульбейскому ( $J_3-K_1$ ) комплексам.

Некоторые результаты. Граниты из разных массивов Южного Приаргуны, отнесенные на картах к урулюнгуйскому, бухотуйскому и кутомарскому комплексам, имеют позднерифейский возраст (808–774 млн лет). По петрологическим и геохимическим характеристикам все они во многом идентичны и могут быть отнесены к урулюнгуйскому комплексу.

Массивы гранитов, отнесенные на карты к ундинскому комплексу (юго-восточное обрамление и фундамент Тулукуевской кальдеры), по возрасту и геохимическим особенностям соответствуют лубиинскому комплексу, что подтверждается полученными раннетриасовыми–позднепермскими датировками (260–240 млн лет). О более широком распространении гранитов лубиинского комплекса свидетельствуют аналогичные датировки по пробам гранитов из отдельных точек в пределах Аргунского и Кличкинского хребтов.

Можно отметить, что сходные данные были получены другими исследователями в 2010 г. по валовым пробам гранитов Уртуйского массива урулюнгуйского комплекса (804–784 млн лет) и гранитоидов ундинского (?) комплекса (254–245 млн лет) на Антейском участке [1].

Помимо возраста, гранитоидные комплексы отличаются по геохимическим особенностям, в частности по конфигурации спайдердиаграмм распределения редкоземельных элементов. Например, отрицательная европиевая аномалия более глубокая в урулюнгуйских ( $Eu/Eu^*=0.03-0.49$ ), чем в лубиинских гранитоидах ( $Eu/Eu^*=0.35-0.67$ ).

Можно отметить, что вещественный состав каждого гранитоидного массива зависел от состава протолита, из которого они выплавлялись, а также дифференциации расплава и постмагматических процессов, с которыми могли быть связаны процессы рудообразования. В дальнейшем некоторые из этих гранитоидных комплексов могли являться протолитами для риолитовых очагов, а первичная специализация риолитового расплава зависела от состава этих комплексов.

Изучая геохимические особенности высокоспециализированных на уран риолитов и гранитоидов различных комплексов, можно делать вывод, какой из комплексов мог быть протолитом

том для риолитовых очагов «стрельцовского» типа [2].

- [1] Голубев В.Н., Чернышев И.В. и др. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 6. С. 553–571.
- [2] Шатков Г.А. О природе высокорadioактивных гранитов и риолитов Керулено-Аргунского микроконтинента 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. 141–142.
- [3] Шатков Г.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Родионов Н.В., Падерин И.П., Сергеев С.А. U-Pb (SIMS SHRIMP-II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский урановорудный узел, Восточное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432, № 3. С. 360–364.
- [4] Шатков Г.А., Бутаков П.М. Редкие земли как индикаторы генезиса флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений Забайкалья // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 67–84.

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Г.А. Шатков, С.П. Шокальский, Э.М. Пинский, Н.С. Соловьёв, Л.Д. Ручейкова

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Georgy\_Shatkov@vsegei.ru

Цифровая металлогеническая карта Центральной Азии масштаба 1:2500000 является итогом многолетних (2002–2010 гг.) совместных исследований государственных геологических организаций России, Китая, Казахстана, Монголии и Республики Корея. Используются новейшие опубликованные геологические материалы по Узбекистану, Киргизии, Таджикистану, Туркмении и КНДР. Общая площадь карты около 20 млн км<sup>2</sup>. На этой территории располагаются Урало-Монгольский, Центрально-Азиатский, Тихоокеанский и Средиземноморский планетарные металлогенические пояса, Сибирская, Северо-Китайская и Таримская платформы [1].

Геологической основой металлогенической карты служат тектоническая и геологическая карты. На этой основе дополнительно показаны структурно-вещественные комплексы, отражающие генетические и парагенетические связи оруденения с ареалами малых интрузий, поясами даек и трубок взрыва, палеовулканические постройки, контролирующие размещение месторождений урана, олова, золота, серебра, свинца и др.

Охарактеризовано 5317 месторождений полезных ископаемых. Они включают 88 видов полезных ископаемых, которые отнесены к 11 группам месторождений. Это черные, цветные и редкие металлы, редкие и редкоземельные элементы, уран, благородные металлы, алмазы и драгоценные и поделочные камни, агросырьё, горно-химическое и техническое сырьё, оптическое сырьё, соли. Месторождения отнесены к 23 формационно-генетическим группам, которые на карте имеют определенную форму знака. В базе данных каждое месторождение имеет до 23 характеристик: название месторождения, страна, административная привязка, географические координаты, привязка к листам 1:1000000, группа полезных ископаемых, главные и сопутствующие полезные ископаемые, генетический и геолого-промышленный типы, размер месторождения (крупное, среднее, мелкое), качество руд (богатые, рядовые, бедные), возраст месторождения, привязка к объектам металлогенического районирования и др.

Выделены следующие металлогенические подразделения.

Планетарный металлогенический пояс – глобальная единица районирования, соответствующая планетарным подвижным поясам площадью более 5 млн км<sup>2</sup>, четыре пояса.

Суперпровинция металлогеническая – это группа геодинамически взаимосвязанных провинций, для которых характерна сопряженность главных эпох рудообразования. Это Урало-Тяньшаньская, Монголо-Охотская и другие суперпровинции, всего 21. Площадь каждой 0.5–1.5 млн км<sup>2</sup>.

Металлогенические провинции являются главными объектами регионального металлогенического анализа. Они охватывают крупные, геодинамически обособленные части суперпровинций. Они ограничены, как правило, крупными краевыми разломами. Площадь провинций 2–5·10<sup>5</sup> км<sup>2</sup>. Всего на карте показаны 64 провинции.

Металлогенические области (изометричные) и металлогенические зоны (линейные) – это крупные части провинций. В основу их выделения положены существенные структурно-вещественные неоднородности их состава и различия в металлогенической специализации. Площадь металлогенических областей (зон) 5–10·10<sup>4</sup> км<sup>2</sup>. Выделено 170 подразделений этого ранга.

Рудный район или рудная зона – это локальная продуктивная часть металлогенической области (зоны). Главные геологические предпосылки для выделения рудных районов – это структурно связанные ассоциации рудных узлов. Площадь рудных районов и зон 1–3·10<sup>3</sup> км<sup>2</sup> (линейные зоны до 100 км). Всего на карте показано 490 рудных районов и рудных зон.

Рудный узел – участок сосредоточения рудных месторождений как в пределах рудных районов, так и вне их. Рудный узел – элементарная рудоформирующая система. Он содержит в

своих недрах одно или более промышленных месторождений. Площадь рудного узла  $2-8 \cdot 10^2$  км<sup>2</sup>. Охарактеризовано 894 рудных узла.

На схеме специализации металлогенических провинций и областей видно, что большинство провинций гетерогенны по набору полезных ископаемых. Например, для Тихоокеанской континентальной окраины Евразии характерна специализация провинций на олово, вольфрам, олово и полиметаллы, золото, цветные и редкие металлы.

Важным итогом работы над металлогенической картой и ее объяснительной запиской является уточнение возраста некоторых месторождений и анализ 11 эпох рудообразования. Многие металлогенические провинции являются полихронными, причем это характерно для окраин древних платформ и срединных массивов. Например, в пределах Северо-Китайской параплатформы выделяются несколько эпох образования месторождений железа, меди, никеля, золота. Характерно также многообразие их генетических типов. Месторождения железа, например, – это метаморфогенные железистые кварциты (AR), скарнированные железистые кварциты (PP<sub>1</sub>) и магнетитовые скарны (NP, PZ<sub>2-3</sub>, J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>). В складчато-надвиговых системах Казахстана, Среднего и Южного Тянь-Шаня, Рудного Алтая, железорудных скарновых месторождений юга Сибирской платформы четко проявлен пермо-триасовый возраст месторождений. К востоку от Байкала резко возрастает доля месторождений, относящихся к позднемезозойским эпохам рудообразования.

Для примера рассматривается Керулено-Аргунская металлогеническая провинция. Она формировалась на древнем континентальном субстрате гипотетического Амурского геоблока или Аргунского микроконтинента. Она располагается между Монголо-Забайкальской и Южно-Монгольской и Больше-Хинганской провинциями и ограничена долгоживущими глубинными разломами. Отличительная черта провинции – уникальный металлогенический потенциал и большое разнообразие месторождений полезных ископаемых. Здесь находятся 305 месторождений, причем 50 из них крупные и очень крупные – Стрельцовское, Октябрьское, Тулукуевское, Дорнот, Гурванбулак (U), Балейское, Шабаосы (Au) и др. По вещественному составу преобладают месторождения флюорита (64), Au (43, из них 18 – россыпи), U (31), Pb, Zn, Ag (31). Преобладающий возраст оруденения – J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub> (92 месторождения) и J<sub>2-3</sub> (58 месторождений), а также кайнозой – (24 месторождения). Имеются рудные объекты позднепалеозойской (10), докембрийской (5) и других эпох.

В пределах провинции выделены Приаргунская, Керуленская и Мохэ-Хайларская металлогенические области. В Приаргунской металлогенической области находится 204 месторождения, сосредоточенные в 10 рудных зонах и районах и 18 рудных узлах. Среди них два уникальных – Стрельцовский (U, Mo, fl) и Балейский (Au) и серия крупных – Широкинский (Pb, Zn, Au), Бугутур-Абагайтуйский (fl), Кличкинский (Pb, Zn, fl, Ag), Будюмканский (Sn, Cu, Au, TR, Sb), Кактолгинский (графит, магнезит).

Урулюнгуйский рудный район приурочен к одноименному блоку Керулен-Аргунского микроконтинента. Для него характерны терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные комплексы R<sub>2-3</sub> и гнейсовидные специализированные на уран граниты с возрастом 805 млн лет, а также орогенные граниты ундинского (P<sub>2</sub>) и лубиинского (T<sub>1</sub>) комплекса. До 40 % территории занимают крупные вулканокупольные (J<sub>2-3</sub>), вулканодепрессионные, в том числе кальдерного типа (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>), палеовулканические структуры, а также наложенные впадины с терригенными угленосными отложениями кутинской свиты (K<sub>1</sub>). Известно 22 урановых, 19 флюоритовых и ряд серебро-полиметаллических месторождений.

Стрельцовский рудный узел, находящийся в пределах Урулюнгуйского рудного района, приурочен к Тулукуевской палеокальдере, выполненной вулканитами контрастной базальт-риолитовой ассоциации (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>). Большая часть урановых месторождений локализуется в зонах дробления среди стратифицированных вулканогенно-осадочных образований. Два крупных объекта (Антей, Аргунское) выявлены в породах фундамента. Промышленное значение имеют молибден и флюорит [2].

Сырьевые ресурсы Приаргунского (Pb, Zn, Ag), Кукульбейского (Sn, W, Mo, fl) и Урулюнгуйского (U, fl, Pb, Zn, Ag) рудных районов, а также Балейского (Au) рудного узла существенно сократились вследствие интенсивной эксплуатации месторождений.

Оценка металлогенического потенциала Центральной Азии. Металлогенические провинции существенно различаются по плотности распределения месторождений и соответственно

рудных районов и рудных узлов. Это позволяет классифицировать 64 металлогенические провинции, показанные на карте, по особенностям металлогенического потенциала. Исходя из параметров каждой провинции – площадь, общее количество месторождений, количество крупных месторождений и наличие уникальных высокоценных объектов – выделены четыре группы провинций: уникальные, крупные, рядовые и бедные, в том числе слабоизученные.

К категории уникальных металлогенических провинций отнесены Уральская, Северо-Китайская, Керулено-Аргунская, Ляодун-Северо-Корейская, Алдано-Восточно-Становая и Байкальская. В этих провинциях находятся уникальные месторождения: Алмаз-Жемчужина (Сг), Баженовское (асб), Березовское (Au), Баян-Обо (TR), Стрельцовская группа (U), Удоканское (Cu), Катугинское (Ta,Nb), Эльконская группа (U), Комдок (Zn), Аньшань (Fe), Холоднинское (Zn, Pb), Сухой Лог (Au), и многие другие. Для этих провинций характерен широкий рудно-геохимический спектр месторождений полезных ископаемых: сидерофильно-халькофильный – на Урале, литофильно-халько-сидерофильный – в Северном Китае, существенно литофильный – в Южном Китае, в Забайкалье и Восточной Монголии.

В ходе комплексного металлогенического анализа территории намечены новые закономерности в размещении рудных объектов в приграничных территориях России с Китаем, Монголией, Казахстаном. Выявлены протяженные трансграничные рудоконцентрирующие металлогенические зоны, продольные и поперечные по отношению к Монголо-Охотской шовной тектонической зоне, в контурах которых сосредоточены практически все крупные промышленные мезо- и эпипермальные, главным образом мезозойские, месторождения золота, молибдена, урана, флюорита (Гэньхэ-Аникинская, Дарасун-Стрельцовская, Онон-Чойбалсанская). В пределах этих зон, наряду с известными крупными месторождениями, располагается ряд перспективных объектов, в свете выявленных закономерностей требующих дальнейшего изучения.

[1] *Metallogenic map of Central Asia and adjacent areas*. Scale 1:2500000. Sankt-Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 2008.

[2] *Ищукова Л.П.* Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск, 2007. 260 с.

## СИБИРЬ И БАЛТИКА НА ФИНАЛЬНОМ ЭТАПЕ АМАЛЬГАМАЦИИ ПАНГЕИ: ХАРАКТЕР ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

А.В. Шацлло\*, И.В. Федюкин\*·\*\*, В.И. Паверман\*·\*\*\*

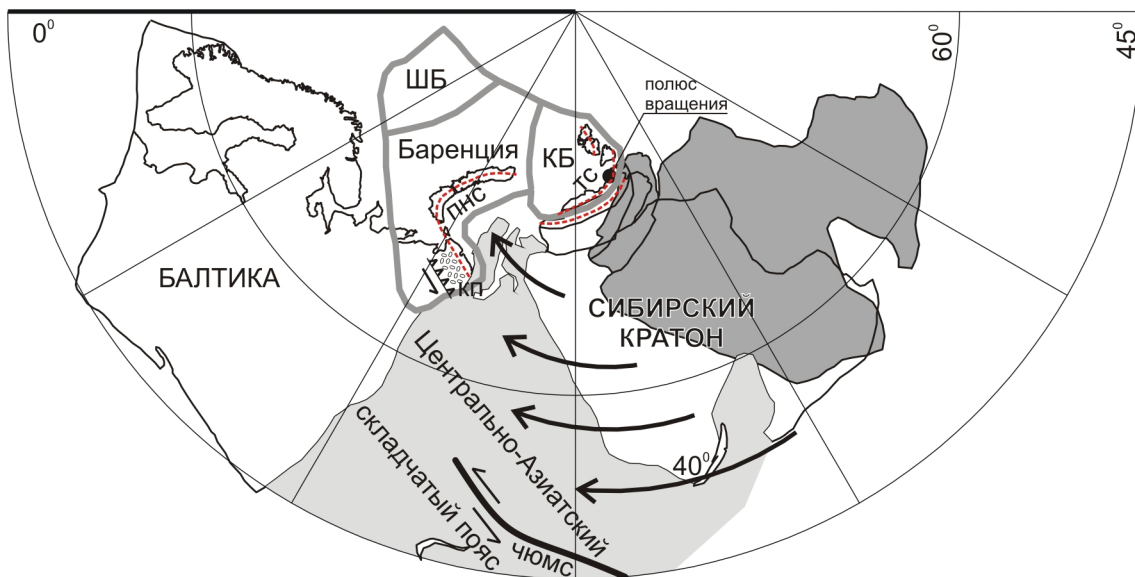
\*Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

\*\* Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

\*\*\*Стэнфорд, США, Стэнфордский университет

На основе авторских [1] и литературных [2, 3] палеомагнитных данных для рубежа карбон–пермь и пермь–триас по Сибирской платформе и Балтике предлагается модель, позволяющая описать характер взаимодействия этих крупнейших единиц литосферы в течение пермского времени.

Анализ пермских скоростей широтного дрейфа Сибири и Балтики показал, что в арктических территориях располагается «полоса» равных скоростей северного дрейфа. Этот факт может означать, что в рассматриваемом интервале времени данные участки кратонов (консолидированных с ними структур) испытывали согласованное перемещение и находились в соприкосновении. Полоса равных скоростей пересекает Карско-Таймырскую коллизионную зону, маркирующую сочленение Сибири и Арктиды, примерно на 77° с.ш. и 102° в.д. Эту точку предлагается рассматривать как квазистабильную область взаимодействия сибирских структур и структур Арктиды (Арктида, Лаврентия и Балтика) с момента Карско-Таймырской коллизии (поздний карбон – ранняя пермь) вплоть до полной консолидации Северной Евразии или,



**Характер взаимодействия Сибири с Балтикой, Арктидой и структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса в течение перми.** Жирная серая линия – контуры «евроазиатского» фрагмента Арктиды, согласно [4] (ШБ – Шпицбергенский блок, КБ – Карский блок); пунктирная линия – простираение складчатых структур Пайхой-Новоземельской (пнс) и Таймырской (тс) складчатых систем; кп – Коро-таихинский (Предпайхойский) молассовый прогиб поздней перми – триаса; чюмс – Чарская и Южно-Монгольская (раннекарбонные) сутуры Палеоазиатского океана, реактивированные в режиме левых сдвигов в позднем карбоне – перми. Залитый контур Сибири – ее положение в ансамбле рассматриваемых структур для начала перми, не залитый контур – современное положение, аналогичное Пангейской конфигурации. Стрелки – направление и масштаб перемещения кратонной структуры Сибири в течение пермского времени.



в более широком смысле, Пангеи, произошедшей к началу триаса. Такой геодинамический сценарий предполагает, что данная расчетная точка являлась полюсом вращения Сибири относительно Арктлавроссии (и, соответственно, Балтики), при этом величина пермского поворота, рассчитанного исходя из рассматриваемого набора палеомагнитных данных, составляла  $\sim 40^\circ$  по часовой стрелке (рисунок).

С позиций предлагаемой модели находят логичное объяснение ряд структур, генерально определяющих характер позднепалеозойской тектоники Центрально-Азиатского складчатого пояса и арктических областей:

1) пермская высокоамплитудная левосдвиговая (СЗ–ЮВ) тектоника, широко развитая на территории ЦАСП, хорошо согласуется с «геометрией» пермского разворота Сибири относительно Балтики, обеспечивающего существенные напряжения в пределах подвижного пояса. По проведенным оценкам, в течение перми суммарные смещения по системе левых сдвигов в структурах ЦАСП должны были составить около 2000 км при максимальной скорости смещения (при «работе» одного сдвига)  $\sim 5$  см/год;

2) дугообразная форма Пай-хой-Новоземельской складчатой системы и ее взаимоотношение с Уральским орогеном (надвиг с элементами левого сдвига) могут быть обусловлены инденторным воздействием С-З «угла» Сибирского кратона;

3) резкое изменение простираций складчато-надвиговых структур Таймырской складчатой системы между ее таймырским и северо-земельским сегментами (территориально приуроченное к полюсу вращения) также может являться следствием пермского разворота Сибири. Это предполагает, что изначально Таймырская складчатая система представляла собой пологую дугу или была линейна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11-05-00705, 12-05-00403).

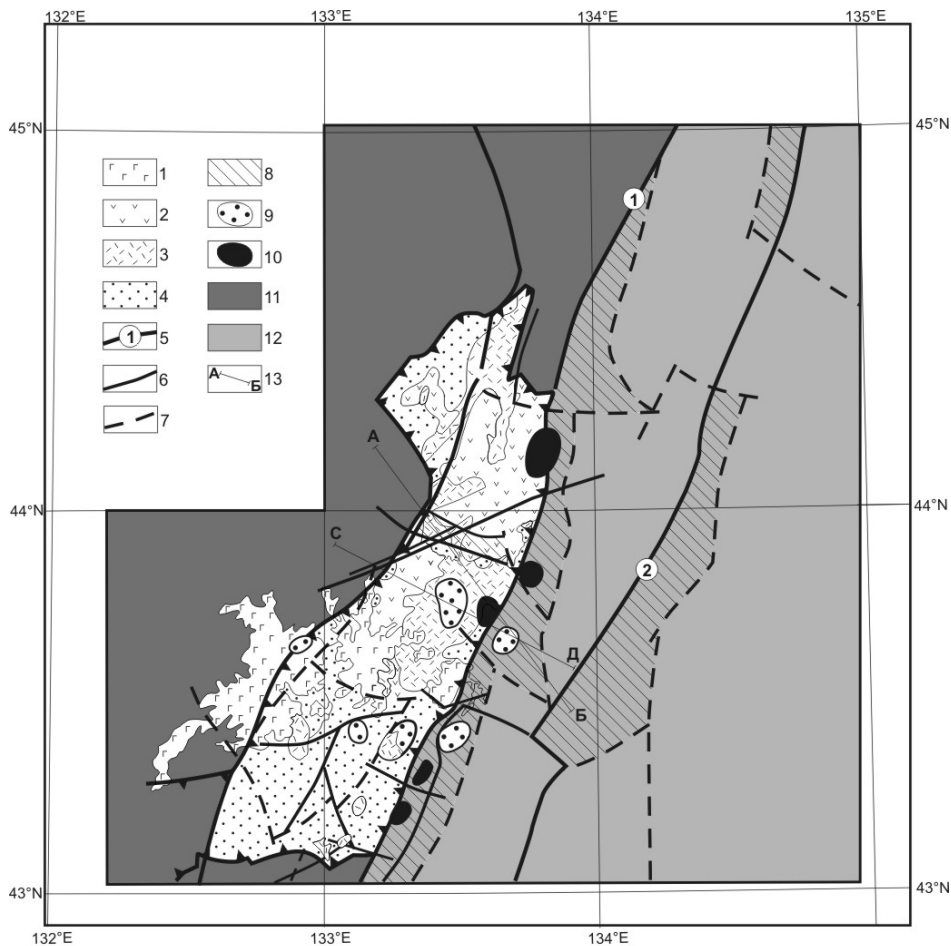
- [1] Шаццлло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И. Палеомагнетизм позднегерцинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и позднедокембрийских – палеозойских пород Байкало-Патомской складчатой области: геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2012 (в печати).
- [2] Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., Veselovsky R.V. Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // Tectonophysics. 2007. V. 443. P. 72–92.
- [3] Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Norway in space and time: A Centennial cavalcade // Norwegian Journal of Geology. 2005. V. 85. P. 73–86.
- [4] Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 583–601.

## РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЮЖНО-ПРИМОРСКИЙ ПРОГИБ)

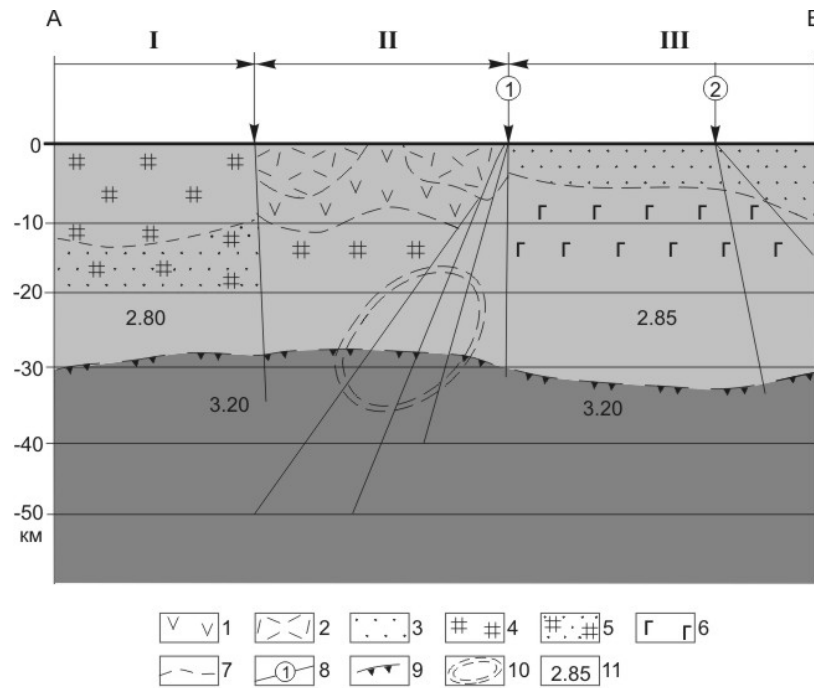
Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко

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

Современная восточная граница Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) проходит по границе между мезозойским Сихотэ-Алинским орогеном (САО) и более древними складчатыми поясами и микроконтинентами, образующими тектоническую структуру ЦАСП. Граница, как правило, представлена системами разломов корового и мантийного заложения (разломы первого ранга [6]). Начиная со времени закрытия Монголо-Охотского палеобассейна (средняя – поздняя юра [3]), в процессе формирования Амурской плиты на границе между



**Рис. 1. Комплексная геолого-геофизическая модель Южно-Приморского рифтогенного прогиба.** 1 – базальты, трахибазальты, андезитобазальты  $N_2$ ; 2–3 – субвулканические тела: андезитов  $K_2 - P_1$  (2), риолитов и риодацитов  $K_2$  (3); 4 – песчаники, алевролиты, туфоконгломераты  $K_{1-2}$ ; 5–6 – разломы: основные (5) – Арсеньевский – 1, Центральный Сихотэ-Алинский – 2, прочие (6); 7 – проекция на земную поверхность осей верхнекоровых разломов (глубины 10–15 км); 8 – проекция плоскости падения верхнекоровых – коровых разломов на земную поверхность; 9–10 – эруптивные центры субвулканических тел (глубины 8–10 км): риолитового (9), андезитового (10) профиля; 11–12 – региональные тектонические структуры: докембрийский Ханкайский массив (11), мезозойско-кайнозойский Сихотэ-Алинский орогенный пояс (12); 13 – линии разрезов земной коры (А–Б, С–Д).



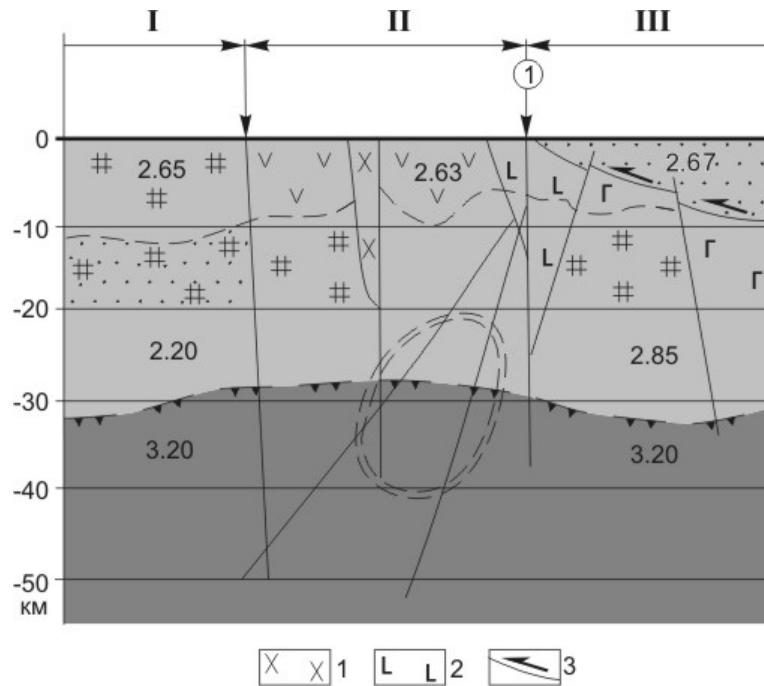
**Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии А-Б (первое приближение по работе [2]).** 1, 2 (рисунок 1, условные – 2, 3); 3 – осадочные комплексы Сихотэ-Алинского орогена; 4 – преимущественно докембрийские и раннепалеозойские осадочно-метаморфические образования зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма; 5 – метаморфиты гранулитовой фации; 6 – габброиды Главного синклинали Сихотэ-Алиня; 7 – изменение литологических разностей или степени метаморфизма горных пород (граница смены расчетных плотностных характеристик); 8 – основные разломы (см. рис. 1); 9 – подошва земной коры; 10 – область частичного плавления горных пород (пониженное геоэлектрическое сопротивление); 11 – расчетные значения плотности блоков земной коры в  $\times 10^3 \text{ кг/м}^3$ ; римские цифры: Ханкайский массив (микроконтинент) – I, Южно-Приморский рифтогенный прогиб – II, Сихотэ-Алинский ороген – III.

ЦАСП и САО практически непрерывно происходят тектономагматические события, что является свидетельством разнообразного геодинамического режима пограничных структур изучаемой территории [4]. Первые представления об имеющемся многообразии были получены при составлении Тектонической карты Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов (выделение отдельного типа тектонических структур – структур взаимодействия [5, 6]).

Для понимания геодинамического режима границы между ЦАСП и САО проведено изучение ее южного фрагмента (Арсеньевский глубинный разлом), где предшествующими работами установлена меловая рифтогенная структура – Южно-Приморский прогиб [2]. На основании новых, однородных (одномасштабных), геолого-геофизических данных (карты нового поколения, радарные космические съемки, среднемасштабные карты потенциальных геофизических полей) и применения новых специализированных пакетов программ для их обработки (WinLESSA, Коскад 3D) в сочетании с переинтерпретацией глубинных геофизических профилей (МТЗ, ГСЗ) составлена комплексная геолого-геофизическая модель Южно-Приморского рифтогенного прогиба (рис. 1).

Модель строения земной коры первого приближения (рис. 2) за счет новых данных получила свое дальнейшее развитие. В результате построений установлены геометрические особенности разреза – наклонные границы в верхней части земной коры (рис. 3). Вероятнее всего, это результат надвиговых перемещений комплексов пород САО в западном направлении, и обусловлены эти события процессом раскрытия Японского моря [1].

Из анализа модельных построений и геолого-геофизических исследований следует, что Южно-Приморский рифтогенный прогиб сформировался на континентальной коре в интервале



**Рис. 3.** Геолого-геофизический разрез земной коры по линии С-Д. 1 – гранитоиды  $K_2-P_1$ ; 2 – габброиды фундамента Главного синклинория Сихотэ-Алиния; 3 – зоны тектонических надвигов; остальные условные – рис. 1, 2).

смены ее геодинамического режима от окраинно-плитного к аккреционному в условиях косо́й субдукции. Он представляет собой рифт присдвигового растяжения вдоль Арсеньевского разлома мантийного заложения [1, 2, 4].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН (проект № 12-III-A-08-44 «Глубинное строение и геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтогенных структур зоны перехода континент-океан в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов»).

- [1] Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2004. 47 с.
- [2] Горошко М.В., Шевченко Б.Ф. Глубинное строение, геология и металлогения Южно-Приморского рифтогенного прогиба // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 11–23.
- [3] Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.
- [4] Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины Юго-Восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
- [5] Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
- [6] Tectonic Map of the Central Asian – Pacific belts junction area, 1:1500000. Khabarovsk–Shenyang, 2001.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ): МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

*Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, В.Г. Невструев*

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

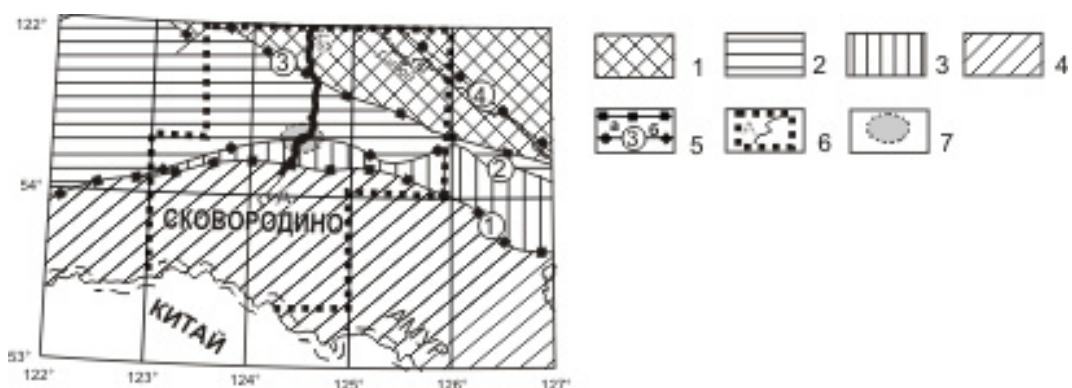
Исследуемая площадь, выбранная для изучения глубинного строения земной коры, ее эволюции и металлогенических особенностей, начиная с раннего мезозоя, расположена в пределах восточного фрагмента позднегерцинского–индосинийского Монголо-Охотского орогенного пояса (122°–127° в.д.). Металлогенический объект на этой территории – Соловьевский золоторудный район (рис. 1). В его пределах известно Кировское месторождение золота, золото-сульфидно-кварцевые, золото-ртутные рудопроявления (Глебовское и Нагиминское), медно-колчеданная минерализация (Янканская площадь) и ряд других с Cu, Hg, Sb, Bi.

С севера территория исследований через Северо-Тукурингский глубинный разлом мантийного заложения граничит с каледонским Селенга-Становым орогенным поясом. Далее на север расположена Становая гранит-зеленокаменная область (ГЗО) Алдано-Станового щита. К югу через Южно-Тукурингский разлом корового заложения расположены разновозрастные комплексы докембрийского Аргуно-Мамынского микроконтинента.

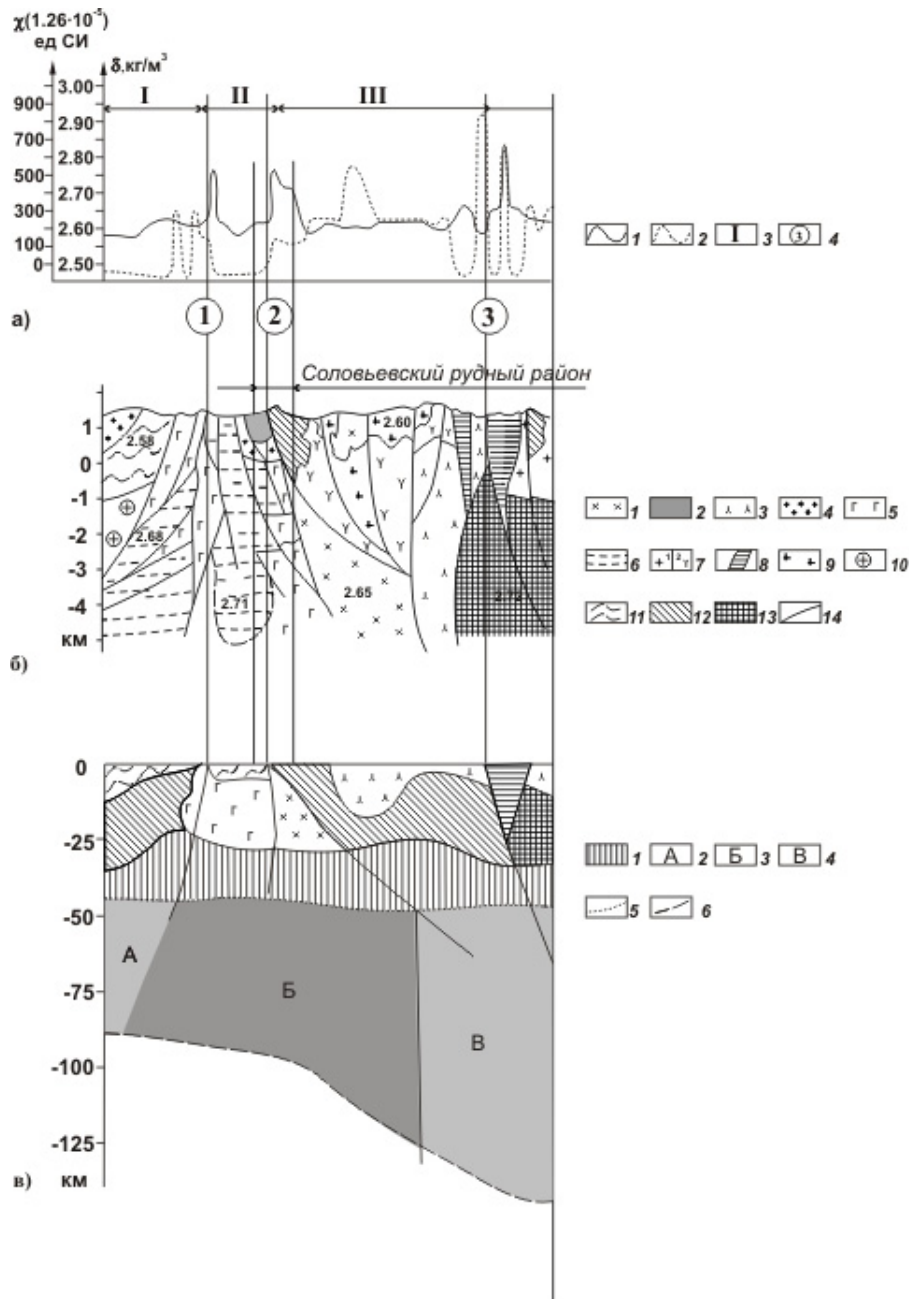
В современной тектонической делимости литосферы Селенга-Становой, Монголо-Охотский орогены и Аргуно-Мамынский микроконтинент входят в состав Амурской тектонической плиты, сформировавшейся в средней–верхней юре [4].

Последующие тектономагматические события, происходившие вплоть до неогена, окончательно сформировали современную структуру Амурской плиты и металлогенический облик изучаемой области (Au, Cu, Hg, Sb, Bi) [2, 3].

Новые геолого-геофизические данные, полученные в последние годы (геологические карты третьего поколения, среднемасштабные сводные карты геофизических полей, палеомагнитные исследования, выполнение комплексного опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ), позволили сформировать 2 и 3-мерные модели земной коры, ее отдельных тектонических



**Рис. 1.** Схема тектонического районирования района исследований. Сибирская платформа: Становая гранит-зеленокаменная область (1); Центрально-Азиатский складчатый пояс: каледонский Селенга-Становой орогенный пояс (2), позднегерцинско-индосинийский Монголо-Охотский орогенный пояс (3), докембрийский Аргуно-Мамынский микроконтинент (4); разломы и разломные системы (5): а – коровые, б – мантийные, номера – наименование разломов (в кружках) – 1 – Южно-Тукурингский, 2 – Северо-Тукурингский, 3 – Джелтулакский, 4 – Гилуйский; полоса исследований профиля 3-ДВ, А-Б – линия построения глубинных моделей (6); Соловьевский рудный район (7).



**Рис. 2. Модель глубинного строения земной коры Соловьёвского рудного района.** а: 1–2 – графики распределения петрофизических характеристик горных пород: 1 – плотности, 2 – магнитной восприимчивости; 3 – тектонические элементы земной коры: Аргуно-Мамынский микроконтинент (I), Монголо-Охотский (II) и Селенга-Становой орогенные пояса (III); разломы (см. условные обозначения к рис. 1). б: 1 – тындинско-бакаранский комплекс ( $J_3$ - $K_1$ ): гранодиориты; 2 – стрелкинская свита ( $J_3$ - $K_1$ ): конгломераты, песчаники, алевролиты; 3 – амуджиканский комплекс ( $J_3$ ): граносиениты и гранодиориты; 4 – юрские отложения Верхнеамурского прогиба; 5 – пиканский комплекс ( $PZ_3$ ): габбро, пироксениты, перидотиты, дуниты; 6 – омутнинская свита (S): песчаники, кварциты, сланцы; 7 – тукурингрский комплекс ( $PR_1^1$ ): граниты и гранодиориты (1), позднестановой комплекс ( $PR_1^1$ ): субщелочные граниты и гранодиориты (2); 8 – желтулакская серия ( $PR_1^1$ ): метапесчаники, сланцы, мраморы, metabазальты; 9 – каменковский комплекс ( $PR_1^1$ ): граниты, гранитогнейсы; 10 – гонжинский комплекс ( $PR_1^1$ ): граниты гнейсовидные; 11 – гонжинская серия ( $PR_1$ ): гнейсы и кристаллосланцы; 12 – верхний архей ( $AR_2^1$ ): гнейсы и кристаллосланцы; 13 – нижний архей ( $AR_1^1$ ): гнейсы и кристаллосланцы; 14 – разрывные нарушения; плотность горных пород  $\rho \times 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. в: 1 – комплексы пород нижней коры неясной структурно-формационной принадлежности; 2–4 – литосферная мантия: 2 – Аргуно-Мамынского микроконтинента (поспратерозойская), 3 – Монголо-Охотского орогена (фанерозойская), 4 – Алдано-Станового щита (постархейская); 5 – граница подошвы земной коры; 6 – литосферной мантии (остальные условные рис. 2, б).

элементов и провести палеогеодинамические реконструкции. На первом этапе исследований промежуточные структурно-геофизические, петрофизические и окончательные геолого-геофизические модели (рис. 2) позволили определить особенности размещения Соловьевского рудного района. На основании палеогеодинамических реконструкций [1] предложена схема эволюции (последовательности формирования рудных объектов) изучаемого рудного района.

Построенные на двух уровнях 2D модели земной коры, с учетом 3D расчетов по потенциальным геофизическим полям, относятся к полосе профиля 3-ДВ, который проходит восточнее от расположенного в пределах Джалиндинского гранитоидного массива Кировского месторождения золота, которое определяет ведущую специализацию Соловьевского рудного района. Тем не менее модель в ее петрофизической (рис. 2, а), структурно-геофизической и комплексной геолого-геофизической частях (рис. 2, б, в) отражает особенности Джалиндинского массива и всего рудного района. Это наличие «корневых» частей массива, связь его посредством Северо-Турунгрского разлома с пространством нижней коры и верхней мантии, активное взаимодействие разлома и массива с осадочными образованиями (конгломераты, песчаники, гравелиты) средне-позднеюрской Стрелкинской впадины и останцами гнейсов и кристаллосланцев позднего архея (усть-гилюйская серия). В геолого-геофизическом образе земной коры (рис. 2) присутствуют все признаки феноменологической модели рудного объекта: источник рудного вещества, канал (-ы) поступления рудного флюида, область локализации (источник – транспорт – разгрузка).

Из модели эволюции палеогеодинамических условий следует, что закрытие Монголо-Охотского палеобассейна произошло в интервале 140–130 Ма. Это событие сопровождалось интенсивным коллизионным магматизмом в пределах Становой ГЗО (линейный ареал гранитоидов). В пределах тектонических структур, расположенных южнее Становой ГЗО, интенсивность магматизма значительно ниже [7].

Первая группа гранитоидов по своим геодинамическим характеристикам (время формирования  $J_2-K_1$ ) относится к внутриплитному классу, вторая – к классу активных континентальных окраин (раннемеловой возраст) [5]. К одному из гранитоидных массивов второй группы – Джалиндинскому – пространственно приурочено Кировское месторождение золота, которое и определяет основную специализацию Соловьевского рудного района. Возраст формирования золотого оруденения установлен в 128.3 Ма [6].

Последующие тектонические события, которые вероятнее всего повлияли на расширение рудного спектра Соловьевского рудного района, на основании палеогеодинамической модели приходится на время 100–90 Ма и менее ( $K_2$ ). Широкие перемещения Сибирского кратона в интервале 100–50 Ма и частично Северо-Китайского привели к активизации всех тектонических структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Активизация коровых и мантийных глубинных разломов (рис. 2, б, в) привела к наложению сурьмяной и ртутной минерализации, привнесенных глубинными флюидными потоками, на золоторудную. О подобном развитии свидетельствует порядок образования основных минералов руд Кировского месторождения со сменой наиболее продуктивной висмутин-кварцевой с теллуридами и халькопиритом минерализации сульфосолено-антимонитовой с киноварью при снижении температуры формирования минеральных ассоциаций от 300–250 до 180–140 °С [6]. Использование примененного способа комплексного моделирования позволяет расшифровать структурные особенности потенциально рудоносных полей, локализовать перспективные площади, прогнозировать оруденение в аналогичных структурно-вещественных обстановках..

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта по интеграционному проекту ДВО и СО РАН «Создание и сравнительный анализ геолого-геофизических моделей золоторудных провинций, узлов, полей и месторождений востока России» (№ 12-П-СО-08-025) на период 2012–2014 гг.

[1] Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.

[2] Карта полезных ископаемых масштаба 1:1000000 III поколение, серия Дальневосточная. лист N-51 (Сковородино) / М.Н. Шилова, С.А. Новченко. СПб.: ФГУП, «Амургеология», ФГУП «Читагеолсъемка», 2010.

- [3] *Объяснительная записка*. Государственная геологическая карта масштаба 1:1000000, III поколение, серия Дальневосточная, лист N-51 (Сковородино) / Н.Н. Петрук и др. СПб., 2006.
- [4] 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.
- [5] *Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов*. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
- [6] Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
- [7] *Tectonic Map of the Central Asian – Pacific Belts junction area*, 1:1500000. Khabarovsk–Shenyang, 2001.



## ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

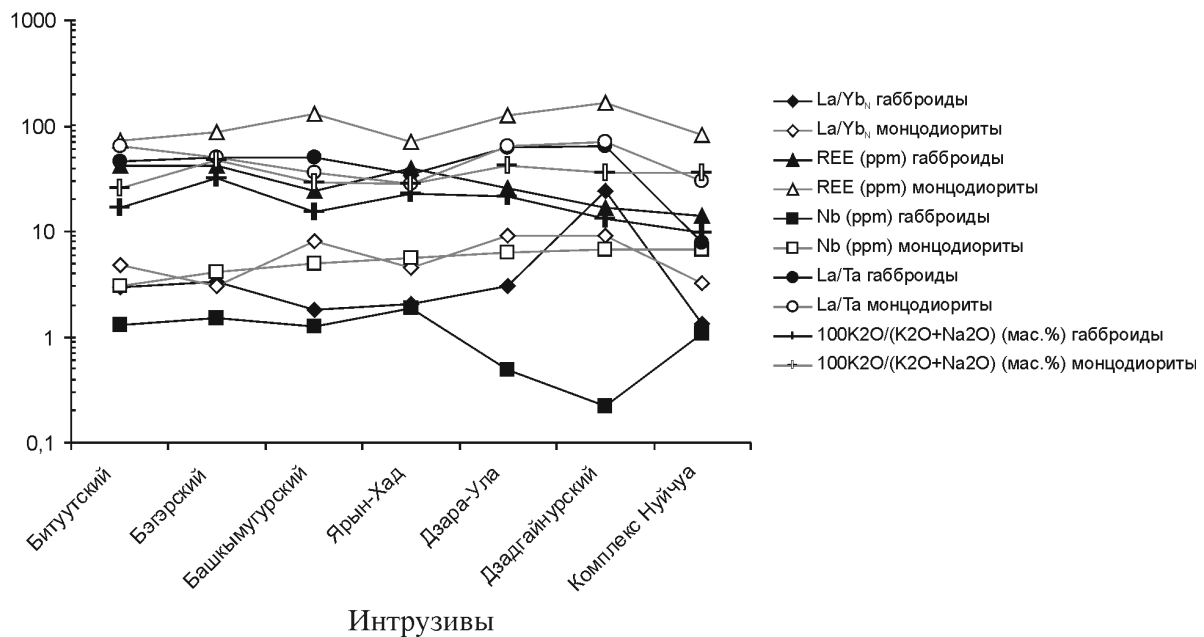
*Р.А. Шеленаев\*·\*\*\*, В.В. Егорова\*·\*\*, А.Э. Изох\*·\*\*,  
А.В. Вишневецкий\*·\*\*, С.Н. Руднев\**

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

\*\*Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Для различных регионов Азии часто устанавливается совмещение в одних интрузивах низкотитанистых перидотитов, пироксенитов и габброидов нормальной щелочности и умеренно-щелочных габброидов и монцонитоидов, что является характерной особенностью габбро-монцодиоритовой субформации габбро-монцонит-сиенитового формационного типа по Ю.А. Кузнецову [1]. В комплексах, относимых к этому формационному типу, монцодиориты наблюдаются в качестве самостоятельных интрузивных фаз или даже образуют крупные самостоятельные интрузивы. При этом объем монцодиоритов, как правило, превышает объем габброидов.

В отношении генезиса ассоциации габброидов и монцонитоидов существует три точки зрения: 1) монцонитоиды – результат кристаллизации остаточных расплавов, образовавшихся при фракционировании исходных базитовых магм в промежуточных магматических камерах; 2) монцонитоиды – продукт ассимиляции базитовыми магмами вещества коры; 3) монцонитоиды и габброиды не имеют генетической связи. Нами были исследованы несколько габбро-монцодиоритовых ассоциаций, образовавшихся в террейнах с разной историей и строением коры и относящихся к разным этапам развития Азии: от кембрия до триаса (таблица). Полученные геохронологические данные по породам габбро-монцодиоритовых ассоциаций показывают их синхронность, что позволяет предполагать генетическую связь между габброидами и монцонитоидами.



**Особенности составов габброидов и монцодиоритов в габбро-монцодиоритовых ассоциациях.**

Габбро-монцодиоритовые массивы	Возраст, млн лет, метод, порода	Геологическое положение
Битуутский	504.4±4.4 U-Pb, габбронорит	Магматизм аккреционного этапа развития [3] Озерного островодужного террейна, Западная Монголия
Бэгэрский	500.9±5.7, U-Pb, монцодиорит	
Башкымугурский	465.0±1.2, Ar-Ar по биотиту, кварцевый монцодиорит; 464.6±5.7 кварцевый монцодиорит [4]	Коллизионный магматизм, возможно плюмовой природы, наложенный на высокометаморфизованные докембрийские толщи, сформированные, возможно, в условиях задугового бассейна, Западный Сангилен, ЮВ Тува
Ярын-Хад	325±3 U-Pb, монцодиорит; 330.0±2.9 Ar-Ar по биотиту, габбронорит [5]	Переход к активной континентальной окраине андского типа, Заалтайский островодужный террейн, Западная Монголия [5]
Дзара-Ула	269.2±4.1, U-Pb, 262.1±2.4, Ar-Ar по биотиту, монцогаббро [5]	Рифтогенез, инициированный плюмовой активностью (Хангайский плюм), наложившейся на обстановку активной континентальной окраины [7], Дзабхан-Орхонский террейн, Западная Монголия
Дзадгайнурский	P <sub>2</sub> [6]	
Комплекс Нуйчуа	251.2±3.4, U-Pb, габбронорит краевой фации массив Нуйчуа, 250.4±2.0, U-Pb; 250.1±3.1 Ar-Ar по биотиту, монцодиорит массив Шондау	Внутриплитный магматизм, наложенный на раннепалеозойские вулканогенно-осадочные образования зоны Фонгы (Phu Ngu), Северный Вьетнам

Исследуемые ассоциации находятся в неодинаковых по составу и строению террейнах, следовательно, если принять гипотезу формирования монцонитоидов с учетом ассимиляции материала коры, то монцонитоиды всех изученных интрузивов должны сильно варьироваться по химическому составу. Наиболее чувствительными к этому должны быть некогерентные элементы. Однако проведенные исследования показали лишь незначительные вариации по геохимии (рисунок). Наиболее высокие концентрации некогерентных элементов отмечаются для массивов, образовавшихся в ходе рифтогенеза, инициированного плюмовой активностью Хангайского и Эмейшаньского плюмов. В то же время для комплекса Нуйчуа, сформировавшегося в сходной обстановке, но связанного с Эмейшанским плюмом, содержания некогерентных элементов ниже. Из приведенных габбро-монцодиоритовых ассоциаций самыми богатыми некогерентными элементами должны быть дериваты мантийных плюмов, причем наиболее ранние из них. Это наблюдается в породах Дзадгайнурского и Дзараулинского массивов. Комплекс Нуйчуа, как производное второго этапа Эмейшанского плюма, менее богат некогерентными элементами. Наиболее низкие концентрации некогерентных элементов характерны для габбро-монцодиоритовых ассоциаций, связанных с надсубдукционным магматизмом вулканических дуг и аккреционных процессов, ассоциирующихся с ними. Для Башкымугурского массива предполагается смешанный надсубдукционно-плюмовый источник [2], что отражается в среднем уровне концентрации некогерентных элементов.

Проведенный анализ показывает, что содержания некогерентных элементов отражают именно особенности мантийного субстрата исходных базитовых магм, а не особенности вещества коры контаминированного этими магмами. Таким образом, монцонитоиды в габбро-монцодиоритовых массивах являются дифференциатами исходных мантийных базитовых магм и образовывались без особого влияния вещества коры.

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента РФ (МК-4851.2011.5) и РФФИ №10-05-00515.

[1] Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 388 с.

[2] 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.

- [3] 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.
- [4] Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Кирилова 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.
- [5] Поляков Г.В., Изох А.Э., Вишневский А.В., Травин А.В. Новые данные о составе и возрасте пикритоидных и щелочно-базитовых комплексов Северо-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 1. С. 67–71.
- [6] Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская экспедиция. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. Вып. 46. 269 с.
- [7] Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К. и др. Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423, № 1. С. 92–98.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ В ГЛАВНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

*В.С. Шкодзинский*

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Распространенным в настоящее время представлениям о формировании магм путем обособления выплавов в слабо подплавленных (на 0.1–15.0 %) глубинных породах противоречат: 1) автохтонность анатектического материала в мигматитах даже при содержании его 30 – 40 % [1]; 2) экспериментальные данные [2] о начале отделения выплавов в перидотитах при плавлении их лишь более чем на 40 %; 3) очень высокая вязкость мантии ( $10^{18}$ – $10^{24}$  пуаз), исключающая возможность отделения и всплывания в ней мелких капель расплава, и множество других данных [1]. Эти противоречия не позволяют на основе гипотезы выплавления убедительно объяснить причину специфичности состава магм, формирующихся в разных геодинамических обстановках.

Представления о формировании магм путем выплавления основаны на гипотезе холодной аккреции Земли. Однако в настоящее время получены многие доказательства ее горячего формирования и существования на ней глобального магматического океана [3–5]. Это объясняет причину противоречий гипотезы выплавления с эмпирическими данными и требует ее пересмотра. Предложенные многочисленные модели остывания и фракционирования глубокого (до 3000 км) магматического океана Земли также не объясняют происхождение магм и оказались бесполезными при решении других геологических проблем. Выполненный анализ [4, 5] показал, что максимальная глубина земного магматического океана в среднем составляла около 240 км. Он возник на самых ранних стадиях аккреции, поэтому очень важно рассматривать не только его постаккреционную, но и синаккреционную стадию эволюции. Разработанная модель этого океана принципиально по-новому и однозначно решает все проблемы магнеобразования.

По этой модели земное ядро образовалось раньше мантии путем быстрого слипания в протопланетном диске частиц железа под влиянием магнитных сил. Выпадавшие затем силикатные частицы плавилась в результате импактного тепловыделения и формировали глобальный океан магмы. Его нижняя часть кристаллизовалась под влиянием роста давления образующихся верхних частей с формированием из осаждавшихся кристаллов ультраосновных кумулатов, а из захороненных остаточных расплавов – эклогитов. Вследствие еще небольшого давления в раннем малоглубинном магматическом океане остаточные расплавы имели состав толеитов, андезитов и дацитов. Их наиболее легкие кислые разновидности всплывали и сформировали верхний кислый слой магматического океана.

Вследствие расслоенности в постаккреционном магматическом океане (рис. 1) глубиной около 240 км не было обширной (от подошвы до кровли) единой конвекции, поэтому он длительно остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз. Из кумулатов кислого слоя образовались раннедокембрийские серые гнейсы и эндербиты, из остаточных расплавов – большие объемы древних гранитогнейсов и гранитов. По мере углубления фронта кристаллизации и фракционирования в среднеглубинных частях магматического океана преимущественно в протерозое формировались остаточные расплавы и магмы рапакиви, сиенитов, монцититов. Из плагиоклазовых кумулатов возникли автономные анортозиты. После опускания фронта фракционирования в нижний перидотитовый слой океана главным образом в фанерозое из остаточных расплавов образовались карбонатиты, лампроиты и кимберлиты.

Из постаккреционного магматического океана сформировалась литосфера древних платформ. В областях ее деформаций под влиянием подъема нижнемантийных плюмов (в зонах рассеянного спрединга и рифтогенеза) выжимались и всплывали остаточные расплавы постаккреционного океана магмы с образованием различных субщелочных и щелочных магм. Массовое декомпрессионное переплавление толеитовых по составу тел эклогитов в поднимающемся веществе нижнемантийных плюмов обусловило возникновение большого количества очагов



**Рис. 1.** Схема кристаллизации постаккреционного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на континентах. Состав формировавшихся магм: 1 – кислый, 2 – субщелочной, 3 – анортозитовый, 4 – щелочно-ультраосновной, 5 – лампроитовый, 6 – кимберлитовый.

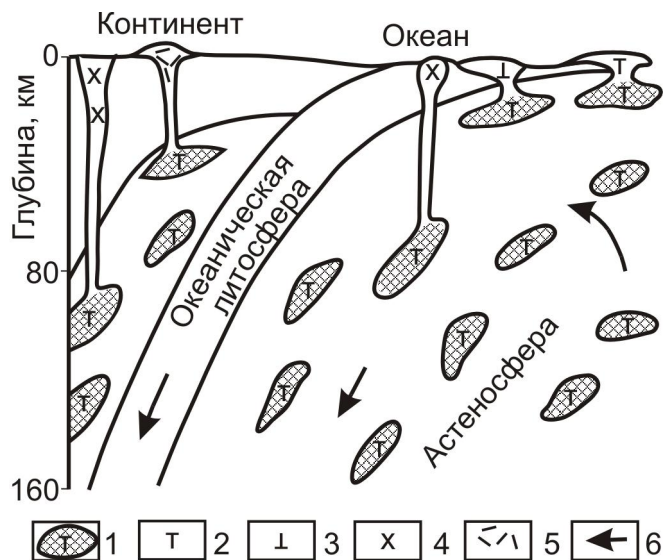
род, идентичностью состава батолитов с докембрийскими гранитогнейсами [5].

В океанических областях декомпрессионное переплавление тел эклогитов в веществе поднимающихся плюмов приводило к возникновению большого количества толеитовых магматических очагов и магм (рис. 2) в зонах срединно-океанических хребтов (СОХ). Малоглубинное фракционирование этих очагов при растекании вещества плюмов под маломощной океанической литосферой обусловило образование толеит-исландит-риолитовой серии океанических островов, малоудаленных от СОХ. По мере погружения растекавшегося вещества под более мощную литосферу абиссальных океанических равнин очаги толеитовых магм фракционировали в условиях повышенного давления с образованием субщелочных и щелочных основных серий.

Длительный подъем магм из особо крупных магматических очагов приводил к возникновению в мантии магмопоток. Проекция их на перемещавшиеся литосферные плиты обусловила возникновение закономерно омолаживающихся цепочек магматических тел, относимых обычно к магматизму горячих точек. Такие цепочки могли возникать и при перемещении магматических очагов совместно с астеносферными потоками под относительно неподвижными плитами. В зонах субдукции погружение холодной океанической плиты в астеносферу приводило к быстрому охлаждению, глубокой кристаллизации и фракционированию очагов толеитовой магмы с образова-

основных магм в астеносфере и быстрое формирование гигантских объемов траппов. Последующее фракционирование этих очагов в условиях высокого давления под литосферой привело к образованию поздних щелочно-основных остаточных расплавов и магм.

Как показывают геологические наблюдения и выполненные расчеты [1, 4, 5], гранитогнейсы кристаллической коры на окраинах древних платформ в коллизионных областях подвергались процессам переплавления под влиянием фрикционного тепловыделения и декомпрессии при всплывании и выжимании в верхние части земной коры с образованием огромных гранитных батолитов. Такой генезис последних подтверждается обычно повышенной величиной отношения в них радиогенного и нерадиогенного стронция, присутствием большого количества включений докембрийских метаморфических пор-



**Рис. 2.** Модель образования магм в океанах. 1 – очаги толеитовых магм в астеносфере; 2 – недифференцированные магмы срединно-океанических хребтов; 3 – дифференцированные толеитовые магмы океанических островов; 4 – субщелочные и щелочные магмы абиссальных океанических равнин и зон субдукции; 5 – дацит-андезит-базальтовые магмы субдукционных вулканических поясов; 6 – направление движения вещества в мантии.

нием в малоглубинных условиях известково-щелочных остаточных расплавов и магматических серий, а в глубинных – основных пород повышенной и высокой щелочности.

Таким образом, главным процессом формирования различных по составу магм является магматическое фракционирование на стадии кристаллизации магматического океана и в магматических очагах, возникавших путем декомпрессионного переплавления наиболее легкоплавких дифференциатов этого океана в поднимающихся плюмах. Такой механизм возникновения магм подтверждается очень широким распространением серий фракционирования в магматических породах, результатами экспериментальных и петрологических исследований. Он не требует предположения существования нереальных процессов метасоматоза в мантии, почти не содержащей летучих компонентов, и отделения капель расплава в веществе, в миллионы раз более прочном, чем сталь. Он полностью основан на современных планетологических данных о горячей аккреции Земли. Полученные результаты свидетельствуют о необходимости пересмотра многих генетических концепций в геологии.

- [1] Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
- [2] Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Institution of Washington Yearbook. 1977. V. 76. P. 424–428.
- [3] Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosits and geophysical model of Moon // Proc. Apollo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. 1. P. 965–989.
- [4] Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: Медиа-холдинг Якутия, 2009. 352 с.
- [5] Шкодзинский В. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Модель горячей аккреции Земли. Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2012. 579 p.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦАГАН-ЗАБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, Е.Ф. Летникова

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

Значительную часть Западного Прибайкалья занимают породы Ольхонского метаморфического террейна, представляющего собой коллаж гетерогенных тектонических пластин (аллохтонов), к некоторым из которых приурочена различная марганцевая минерализация. Марганцовистые породы Ольхонского террейна имеют различный состав; наиболее изучены из них породы гондитовой формации [1]. Одним из участков марганцевой минерализации карбонатного типа является Цаган-Забинское месторождение, расположенное на побережье оз. Байкал. Открытое в начале прошлого века, оно спорадически привлекало внимание исследователей [2, 3], однако современными методами ни минеральный состав, ни условия его формирования до настоящего времени не изучались. По химическому и минеральному составам выделяются три группы марганцевых пород – карбонатные, карбонатно-силикатные и силикатные. Наиболее высокие содержания MnO отмечены в карбонатно-силикатных рудах (14–41 мас. %), минералогические особенности которых рассматриваются в данной работе.

Главным минералом карбонатно-силикатных пород является кутнагорит ( $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$ ) при подчиненной роли слюды и граната. Иногда встречаются одиночные мелкие зерна амфибола и пироксена. Полосчатость пород подчеркивается слоями силикатного состава (слюда, гранат, иногда амфибол), заключенными в карбонатной матрице.

**Карбонаты.** Кутнагорит является основным, впервые диагностированным на месторождении породообразующим марганцевым минералом. Идентификация кутнагорита основывалась на результатах рентгенофазового и микронзондового изучения. Все проанализированные зерна кутнагорита содержат незначительные количества железа и магния, наибольший диапазон отмечается в концентрациях MnO (14–22 вес. %).

**Пироксеноид.** Родонит, чаще всего совместно с гранатом и амфиболом образующий тонкие прослойки среди мелкозернистого карбоната, имеет несколько варьирующий состав, различаясь по содержанию миналов  $\text{MgSiO}_3$  и  $\text{CaSiO}_3$ .

**Амфибол.** Диагностика амфибола проводилась рентгенофазовым методом, результаты которого указывают на принадлежность главной фазы к группе куммингтонита (тиродиту). Диапазон концентраций FeO в Mn-куммингтоните Цаган-Забинского месторождения варьируется от 6.0 до 7.5 %, т.е. минерал несколько отклоняется от идеального состава тиродита.

**Гранат.** Гранат чаще всего образует одиночные зерна в межзерновом пространстве карбонатного матрикса, реже находится в тесном срастании с амфиболом и родонитом. Проанализированные гранаты принадлежат к спессартин-гроссуляровому ряду с долей гроссулярового минала до 42 %, спессартинового – до 60 %.

**Слюда.** По химическому составу и отношению Mg/Fe слюды относятся к флогопиту и различаются некоторым диапазоном в содержаниях MgO,  $\text{K}_2\text{O}$  и железа. Повышенные содержания марганца позволяют относить данную слюду к марганцовистому флогопиту.

Вулканогенно-осадочная толща, в пределах которой находятся марганценозные отложения, представлена переслаиванием доломитовых и кальцитовых мраморов с амфиболовыми и амфибол-биотитовыми сланцами, реконструируемыми как щелочные метабазальты и метаандезиты, формирование которых связывается с островодужными обстановками [4]. Рассматриваемые горизонты марганцевых пород приурочены к верхам осадочно-вулканогенной толщи – карбонатным осадкам, отвечающим периоду относительного затишья вулканической деятельности. Согласно залеганию среди карбонатных отложений и линзовидная морфология тел Mn-руденения указывают на осадочное происхождение марганценозных толщ. Источником рудного вещества, вероятнее всего, выступали гидротермальные системы, связанные с острово-

дужным вулканизмом, на что указывает также корреляция марганца с кремнием, железом, фосфором и цинком. Отличительной чертой Цаган-Забинского месторождения являются относительно низкие содержания железа ( $Mn/Fe=1.2-15.0$ ), что связано с различной мобильностью данных элементов и вариациями окислительно-восстановительных условий при их разделении и предполагает формирование марганценосных осадков на некотором удалении от гидротермального источника. Низкие концентрации литогенных (Ti, Al) компонентов в составе рудоносных тел указывают на подавленную терригенную седиментацию, обусловленную удаленным или изолированным источником сноса.

Относительно небольшие размеры и состав рудных тел позволяют предполагать, что формирование марганценосных толщ происходило в изолированном бассейне (или небольших впадинах), где основным поставщиком материала являлась хемогенная и биогенная седиментация. Существенно восстановительная среда, обусловленная вулканической деятельностью, способствовала накоплению марганцевых соединений, а относительно маломощные размеры тел могут указывать на ограниченное поступление металлов в ходе эндогенного процесса и быструю смену гидрохимического режима, содействующего осаждению марганца.

Наличие широкого круга метаморфогенных минералов (карбонатных и силикатных) определялось в большей степени соотношением в исходном осадке Mn, Mg, Fe, Ca (в карбонатной и оксидной фазах) и в меньшей – Al и Si. Так, практически все обнаруженные минеральные виды Цаган-Забинского месторождения отличаются от идеальных составов повышенным содержанием железа, при относительно невысоких концентрациях последнего в породе. Главным минералом-концентратором марганца является кутнагорит. Его образование связывается с высокими содержаниями карбоната в рудоносном осадке, представляющего, вероятнее всего [5], смесь хемогенного (частично биогенного) кальцита и дисперсных оксидных соединений марганца. Частая смена окислительно-восстановительных условий, способствовавшая сначала концентрированию марганца в зоне осадконакопления, а затем его осаждению, является главной особенностью месторождений подобного типа [5, 6]. Гипергенные изменения, затронувшие приповерхностные зоны, характеризуются наличием оксидных фаз марганца, одним из вероятных минералов которых является рансьеит.

Формирование минеральных ассоциаций марганценосных карбонатно-силикатных пород Цаган-Забинского месторождения связывается с метаморфогенным преобразованием пород в условиях амфиболитовой фации. Стабильность ассоциаций карбонатных и силикатных минералов (Mn-куммингтонит – кутнагорит  $\pm$  спессартин  $\pm$  родонит), помимо температуры и давления, зависит от  $X_{Mn}$  и  $X_{CO_2}$  во флюиде. Согласно экспериментальным данным [7], ассоциация Mn-амфибола с марганцевыми карбонатными минералами при  $T=600-650$  °C стабильна при  $X_{Mn}<0.3$  и низких ( $<0.5$ )  $X_{CO_2}$ .

Характер разреза и геохимические особенности ассоциирующих метавулканитов [4] позволяют предполагать формирование рудоносных отложений в пределах задугового бассейна. Отложение марганценосной толщи происходило в относительно глубоководных впадинах, на некотором удалении от источника гидротермального вещества и подавленной терригенной седиментации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-98020) и Президиума СО РАН (ИП № 68).

- [1] Конева А.А., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Гондиты в метаморфических толщах Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 1. С. 93–102.
- [2] Конева А.А. Геохимия и минералогия обогащенных хромом, ванадием и марганцем метаосадочных пород Приольхонья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1994. 25 с.
- [3] Летникова Е.Ф. Хемостратиграфия и корреляция карбонатных толщ южного складчатого обрамления Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1998. 17 с.
- [4] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Гантимурова Т.П. Андезитовый магматизм и его место в геологической истории Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2000. № 12. С. 1266–1279.
- [5] Старикова Е.В., Завилейский Д.И. Геологическая позиция и вещественный состав фаменских марганцевых руд Лемвинской зоны Пай-Хоя (на примере рудопроявлений Нижнесиловской группы) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 4. С. 383–400.



- [6] Брусницын А.И., Жуков И.Г. Марганценозные отложения Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал): строение залежей, состав, генезис // Литосфера. 2010. № 2. С. 77–99.
- [7] Huebner J.S. Nature of phases synthesized along the join  $(\text{Mg,Mn})_2\text{Si}_2\text{O}_6$  // American Mineralogist. 1986. V. 71. P. 111–122.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРО-ДИАБАЗОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

*М.Н. Шоханова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов*

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, k.mar29.01@mail.ru

Дайковые рои, образованные малыми интрузиями основного состава, как правило, маркируют масштабные процессы растяжения, возраст которых может быть определен посредством изотопного датирования базитов, слагающих дайковые тела. Условия магмогенерации, в свою очередь, могут быть оценены по петролого-геохимическим характеристикам базитов. Принимая во внимание указанные выше обстоятельства, коллектив авторов провел изучение габбро-диабазов чайского комплекса, образующих многочисленные дайки на площади Северного Прибайкалья. Наибольшим распространением дайки этой группы пользуются в северной части западного побережья оз. Байкал, где они прослеживаются в северо-восточном направлении на расстояние более 200 км в район среднего течения р. Чая. Мощность даек варьируется от 30 до 70 м, иногда до 150–250 м при протяженности до 3–5 км. Нами были изучены дайки габбро-диабазов мыса Хибелен и среднего течения р. Чая. Габбро-диабазы мыса Хибелен прорывают раннедокембрийские метаморфические образования (сарминская серия), раннепротерозойские гранитоиды ирельского и татарниковского комплексов, а также близкие к ним по возрасту вулканические и вулканогенно-осадочные образования акитканской серии. Габбро-диабазы в районе среднего течения р. Чая прорывают раннепротерозойские осадочные образования окуньской свиты. Sm-Nd возраст габбро-диабазов мыса Хибелен составляет  $1674 \pm 29$  млн лет [1], а U-Pb возраст по бадделеиту габбро-диабазов среднего течения реки Чая –  $1752 \pm 3$  млн лет [2]. Таким образом, время проявления процессов внутриконтинентального растяжения, ответственного за формирование дайковых роев чайского комплекса, может быть оценено как поздний палеопротерозой.

Основными пороодообразующими минералами габбро-диабазов чайского комплекса являются плагиоклаз и клинопироксен, который в некоторых разностях местами замещен роговой обманкой. Химический состав плагиоклаза соответствует андезину ( $An_{39-49}$ ) и лабрадору ( $An_{53-62}$ ), а клинопироксена –  $Wo_{34.9-43.9}$ ,  $En_{36.7-48.2}$ ,  $Fs_{11.1-27.4}$ , где Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. Габбро-диабазы мыса Хибелен и среднего течения р. Чая отличаются по встречающимся в них ассоциациям Fe-Ti окислов. В габбро-диабазе мыса Хибелен были отмечены ильменит (Ti ф.е.=0.89–0.97) и титаномагнетит (Ti ф.е.=0.19–0.32). Рудная минерализация габбро-диабазов среднего течения р. Чая представлена ильменитом (Ti ф.е.=0.91).

Для даек габбро-диабазов мыса Хибелен и среднего течения р. Чая характерны содержания  $SiO_2=48-52$  мас. % и  $45-52$  мас. %. Сумма щелочей ( $Na_2O+K_2O$ ) составляет  $2.07-4.44$  мас. % и  $2.15-5.04$  мас. %, соответственно. На классификационной диаграмме  $MgO-(FeO^*+TiO_2)-Al_2O_3$  Л.С. Дженсена [3] фигуративные точки большинства даек габбро-диабазов мыса Хибелен попадают в поля высокомагнезиальных толеитов, базальтовых коматиитов и высокожелезистых толеитов, а даек габбро-диабазов среднего течения р. Чая – в поля высокомагнезиальных толеитов и известково-щелочных базальтов. На диаграмме в координатах  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  Дж.А. Винчестера и П.А. Флойда [4] точки составов даек габбро-диабазов мыса Хибелен и среднего течения р. Чая располагаются в полях субщелочных базальтов и андезитов/базальтов.

Все проанализированные породы представляют собой дифференцированные разности, значения  $mg\#$  в дайках габбро-диабазов мыса Хибелен варьируются от 51 до 78, а в дайках габбро-диабазов среднего течения р. Чая – от 53 до 69. Следует отметить, что вариации по  $mg\#$  наблюдаются как для всего дайкового роя в целом, так и для отдельных даек. Дайки габбро-диабазов среднего течения р. Чая характеризуются более низкими содержаниями  $TiO_2$ , LREE, Th, Nd и Zr, чем дайки габбро-диабазов мыса Хибелен при одинаковых значениях  $mg\#$ . На нормированных по составу примитивной мантии [5] мультиэлементных спектрах габбро-

диабазов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta, P и Ti.

Для габбро-диабазов мыса Хибелен характерны содержания Nd, варьирующиеся от 15.54 до 39.79 г/т, и отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}^t$  (-1.8 ... -7.0), а для габбро-диабазов среднего течения р. Чая отмечаются содержания Nd=10.33–21.61 г/т и значения  $\epsilon_{Nd}^t$  = -2.3 ... -5.2. На основании вышеперечисленных изотопно-геохимических характеристик пород можно сделать вывод о том, что габбро-диабазы даек мыса Хибелен и среднего течения р. Чая могли быть образованы в результате контаминации мантийного источника коровым материалом либо за счет обогащенного в ходе субдукционных процессов мантийного источника. При этом составы родоначальных магматических источников для базитов двух исследованных участков были различны.

Точки составов габбро-диабазов мыса Хибелен на диаграмме в координатах  $\epsilon_{Nd}^t$  – SiO<sub>2</sub> образуют тренд, который отвечает механизму одновременной фракционной кристаллизации и ассимиляции коровым материалом мантийного источника (AFC модель). Кроме этого, для данных пород наблюдается корреляция между величиной  $(Nb/La)_{pm}$ , отражающей глубину Nb-аномалии на мультиэлементных спектрах, и содержаниями La, Th,  $(La/Sm)_n$  [6, 7]. Подобные характеристики могут свидетельствовать о возможной контаминации мантийных расплавов коровым материалом. Для даек габбро-диабазов среднего течения р. Чая подобных корреляций не наблюдается, что позволяет предполагать их происхождение за счет обогащенного мантийного источника.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 12-05-31313).

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.
- [2] Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А. и др. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом  $\approx$ 1750 млн лет на площади Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430, № 5. С. 654–657.
- [3] Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 1976. 66 p.
- [4] Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.
- [5] Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes basins // Magmatism in the Oceanic / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society, London, Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
- [6] Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 335–356.
- [7] Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 501–526.

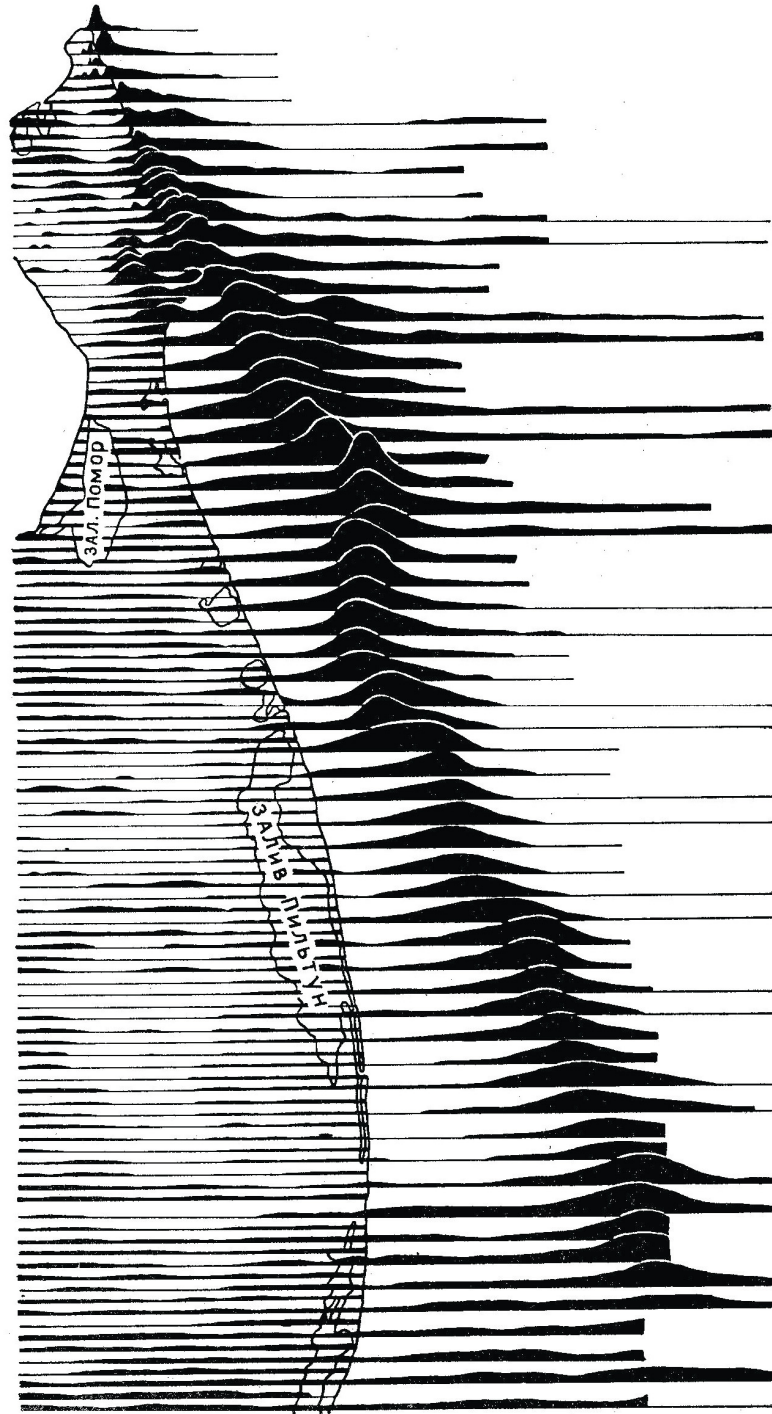
## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ГЕОДИНАМИКА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА В ОБРАМЛЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

Москва, Институт проблем нефти и газа РАН, bivrmyrzb@mtu-net.ru

Доклад составлен по материалам изучения комплексов офиолитов и вулканогенно-осадочных формаций восточного обрамления Центрально-Азиатского пояса. Исследования велись во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана (Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, Охотское море). Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен). Установлено, что формирование офиолитовой ассоциации связано с подъемом мантийного диапира в предостроводужье примитивной островной дуги над зоной Заварицкого-Беньофа [9]. Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Северный Сахалин) с образованием большой (1.5–2.0 км) воронки взрыва газов (ручей Тарычах). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии [6]. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий (рисунок). С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мкг [6]. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубинах до 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчете на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию. Как показал структурно-формационный анализ, внедрение диапира происходило в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны при растяжении предостроводужья, сопровождаемого отодвиганием, откатом желоба к востоку в пределах современного Охотского моря. Подобная геодинамическая обстановка формирования офиолитов рассмотрена в обзорной статье А.Д. Чехова [7]. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет собой остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками позднекайнозойского времени и проявлениями высокобалльных (7 баллов) землетрясений.

Начало формирования офиолитового диапира связано с мантийной серпентинизацией дунит-гарцбургитовых ультрабазитов в восстановительных условиях в результате образования анионов (ОН) за счет окиси углерода и водорода при участии никелиевого катализатора по схеме:  $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 4\text{CO} + 12\text{H}_2 \xleftarrow{\text{Ni}} \text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 4\text{CH}_4$ . В процессе ранней петельчатой безмагнетитовой серпентинизации за счет оливина образовались антигорит с параметром элементарной ячейки  $a=35.5\text{Å}$  и природный сплав железо-никель состава тэнита (35–40 ат. % Ni) в виде мельчайших (2–5 мкм) включений в антигорите. В изученных серпентинах обнаружены  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$  (230 и 20 ммоль/кг породы соответственно). Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40–50 км подтверждено экспериментальными, термодинамическими данными ( $T=450\text{--}600\text{ °C}$ ,  $P=13\text{--}16\text{ кбар}$ ), характеристиками изотопного состава водорода и кислорода и расчетами баланса вещества [8]. Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40–50 км, по данным [2], характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7.8–7.9 км/с вместо 8.1–8.2 км/с в выше- и нижележащих слоях. Подъем диапиров приурочен к области перехода примитивная островная дуга – желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона, по данным Л.М. Балакиной [1], представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс. На глубине 40–50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньофа,



Графики аномального магнитного поля ( $\Delta T$ ) прибрежной части Северо-Восточного Сахалина по Г.М. Иванову [6].

трассируемой очагами землетрясений [2]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределен срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или колонны диапиров флюидонасыщенных пластичных серпентинитов.

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 [10]. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного

вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением, при растяжении свода диапира были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: лерцолитовым, ультрабазит-базитовым полосчатым, габброидным, параллельных даек, спилит-кератофировым. Наиболее выразительными индикаторами подъема диапира послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов: от высокотемпературных ( $T=900\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) и глубинных (30 км) в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов ( $550\text{--}350\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) на контакте серпентинитов с породами габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апофлишоидных метасоматитов ( $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) пограничных вулканогенно-осадочных флишоидных серий [9]. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Это способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. В условиях повышенных давлений и температуры по схеме разветвленно-цепных реакций, открытых Н.Н. Семёновым, могли образоваться гомологи метана: этан, пропан, бутан, пентан, гексан и др. по реакции типа  $2\text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_6 + \text{H}_2$ . Эти углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентлацит, магнетиты) в условиях постоянно повышенных температур ( $T>350\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), вследствие политадийного разноглубинного магматизма формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды по технологии К. Ионе [3]. Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных зон способствовала нарушению серпентинитовых слоев, подъему углеводородных интрузий и экстрезий и миграции нефтегазовых флюидов в ловушки неогенового бассейна, сформированные ко времени выхода на поверхность дапира (1–3 млн лет). Судя по результатам изучения флюидогеодинимики региона [5], в зоне офиолитового диапира вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных углеводородных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершеном подъеме офиолитового диапира в Охотском море. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных, нефтяных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по опережающим офиолитовый диапир сдвиговым разломам. Большая часть газогидратов сконцентрирована на восточном склоне о-ва Сахалин, в зоне подъема офиолитового диапира, и в палеожелобе – впадине Дерюгина [4]. Время от начала подъема офиолитового диапира до формирования офиолитовой ассоциации на п-ове Шмидта по изотопно-геохронологическим и структурно-формационным данным оценивается в  $200\pm 10$  млн лет. Это время находится в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла (циклы Бертраана), а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования крупного офиолитового диапира близко совпадает с периодом (215 млн лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики.

- [1] Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 198–209.
- [2] Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
- [3] Ионе К.Г. Исследование процессов каталитического превращения  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$  – газов в земной коре в углеводороды и воду // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых: Тезисы Международной конференции. М.: ГЕОС, 2006. С. 115–117.
- [4] Обжиров А.И. Миграция углеводородов из недр к поверхности и формирование нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотском море в период сеймотектонических активизаций // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 359–362.
- [5] Равдоникас О.В. Флюидогеодинимика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объяснительная записка к карте. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1990. 38 с.
- [6] Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 124 с.
- [7] Чехов А.Д. Офиолиты Корякского нагорья и палеодинамические обстановки их формирования // Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканизму «Вулканизм и геодинамика». Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2009. С. 115–118.

- [8] 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.
- [9] 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.
- [10] Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentine seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // *Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo*. 2001. V. 76. P. 355–366.

## ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ – КАЙНОЗОЙСКАЯ ЮЖНО-ХАНГАЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ МАГМАТИЧЕСКОЙ И СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

*В.В. Ярмолук, Е.А. Кудряшова, В.А. Лебедев, А.М. Козловский*

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

Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО) объединяет поля позднемезозойских – кайнозойских вулканических пород, рассредоточенных по территории Хангая и восточной части хребтов Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня. История ее формирования прослеживается начиная с поздней юры и определяется последовательными вспышками вулканизма, в ходе которых масштабы и пространственные закономерности его проявления существенно менялись. Так, в поздней юре – раннем мелу магматизм был связан с грабенами Гоби-Алтайской рифтовой зоны, в позднем мелу – раннем кайнозое – с грабенами Алтае-Тяньшаньской области рассеянного рифтогенеза, в позднем кайнозое – с Хангайским сводом и осложняющими его грабенами. Долгое время эти структурные различия служили основанием для отнесения отдельных групп вулканических полей к разновозрастным и структурно независимым друг от друга вулканическим ареалам. Выполненные нами геологические исследования показали, что закономерности пространственного распределения разновозрастных вулканических комплексов определялись направленными во времени миграциями центров вулканизма по площади области, сопряженными с последовательными изменениями состава источников магматизма. Основой для этих представлений стал большой объем проведенных систематических геохронологических и изотопно-геохимических исследований.

**Геохронологические исследования.** В ИГЕМ РАН по специальной методике К-Аг датирования было выполнено определение возраста более 300 проб, характеризующих практически все известные в регионе вулканические поля и все возрастные уровни проявления вулканизма. В результате было установлено, что этапам вулканизма, выделенным на основе геологических данных, отвечают статистически выдержанные интервалы К-Аг датировок, которые в целом отличаются от соответствующих интервалов других этапов. Выделены следующие этапы:

1 – позднеюрский – начала раннего мела (~157–135 млн лет) – формирование щелочно-салической ассоциации пород (трахитов, трахириодацитов, меланефелинитов, мелалейцититов и др.) с карбонатитами.

2 – начала – середины раннего мела (~135–120 млн лет) – массовые базальтовые платоизлияния большой мощности.

3 – середины – конца раннего мела (~125–115 млн лет) – формирование трахит-трахириолитовых вулканов, экструзий и субвулканических тел.

4 – конца раннего мела (~115–102 млн лет) – формирование глубоких озерных котловин с подводными излияниями базальтов.

5 – начала позднего мела (102–88 млн лет) – образование штоков, некков и лавовых концентрически зональных куполов.

6 – конца позднего мела (84–71 млн лет) – образование рассредоточенных по площади штоков, лакколлитов и небольших лавовых полей (вулканизм ареального типа).

7 – палеоцен – раннеэоценовый (62–47 млн лет) – образование ареально разрозненных базальтовых лавовых полей небольшой мощности.

8 – раннеолигоценовый (44–31 млн лет) – образование вулканических грабенов в хребтах Гобийского Тянь-Шаня.

9 – позднеолигоценовый – раннемиоценовый (30–22 млн лет) – формирование Долиноозерского вулканического грабена.

10 – среднемиоценовый (16–9 млн лет) – продолжение вулканической активности в Долиноозерском грабене и заложение Водораздельного грабена.

11 – позднемиоценовый – плиоценовый (9–2 млн лет) – излияния в Водораздельном гра-



бене, заложение Тарянского грабена.

12 – *плейстоценовый* (1.5–0.1 млн лет) – формирование долинных лавовых потоков, растекающихся в стороны от осевой части Хангайского хребта.

13 – *голоценовый* этап – извержения вулкана Хорго.

Полученные данные стали основанием для вывода о том, что современные размеры и особенности строения ЮХВО определялись последовательной миграцией центров вулканизма с итоговой траекторией их перемещения протяженностью более 1600 км.

**Параметры мантийных источников вулканизма.** Состав вулканических продуктов ЮХВО определяют главным образом высококальциевые основные породы субщелочной и щелочной петрохимических серий. По геохимическим характеристикам они близки к базальтам ОВ типа. Разновозрастные породы характеризуются общими трендами распределения несовместимых элементов, что свидетельствует о геохимически однотипном составе их источников. В соответствии с изотопным составом пород (Sr, Nd, Pb) формирование магматических расплавов ЮХВО происходило при участии трех изотопных источников, различающихся изотопным составом Sr, Nd и Pb и последовательно сменявших друг друга во времени. В раннем мелу доминировал источник, состав которого определяло взаимодействие мантии с характеристиками EM-II и PREMA. В позднем мелу и начале раннего кайнозоя доля мантии типа PREMA стала доминирующей. Начиная с конца раннего кайнозоя и в позднем кайнозое в источнике магматизма наряду с мантией типа PREMA стала участвовать мантия типа EM-I. По набору изотопных характеристик источники современного магматизма ЮХВО имеют большое сходство с источниками магматизма островов Кергелен и Питкэрн.

**Вулканическая область как результат активности мантийного плюма.** Полученные геологические, геохронологические, геофизические, геохимические и изотопные характеристики магматизма ЮХВО отвечают критериям, предъявляемым к областям, возникшим в результате активности мантийных плюмов. Как показали Ю.А. Зорин с соавторами, в основании современной вулканически активной части ЮХВО, совпадающей с Хангайским нагорьем, устанавливается выступ астеносферы, поднимающийся до глубин менее 50 км. Сейсмографические исследования В.В. Мордвиновой показали, что этот выступ венчает узкую низкоскоростную аномалию, которая прослеживается до глубин 450–600 км и представляет собой корневую зону мантийного плюма.

Таковыми же выступами астеносферы подстилаются другие области современной вулканической активности Центральной Азии: Южно-Байкальская, Удоканская, Витимская, Станового хребта. Их сходство с ЮХВО подчеркивается не только составами магматических пород, но и общими закономерностями формирования. С учетом структурной независимости этих областей можно говорить о контроле над распределением позднемезозойского – кайнозойского вулканизма Центральной Азии со стороны группы небольших мантийных плюмов типа hot-finger. Эти плюмы выделяются уникальной продолжительностью воздействия на литосферу и не имеют аналогов в континентальных структурах Земли. Их активность регулировалась ветвью Тихоокеанского суперплюма, перекрытой Азиатским континентом около 170–160 млн лет назад.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агатова А.Р. 81, 125  
Алексеев И.А. 57  
Андреев А.А. 55, 57  
Аносова М.О. 128  
Анциферова Т.Н. 136  
Базарова Е.П. 61  
Баянова Т.Б. 22  
Беляев С.Ю. 131  
Бережная Н.Г. 120  
Бурмакина Г.Н. 136  
*Буслов М.М.* 33  
Бутаков П.М. 142  
Буянтогтох Б. 123  
Васильев Д.А. 50  
Великославинский С.Д. 55, 57  
Верниковская А.Е. 12  
Верниковский В.А. 12  
Вишневский А.В. 156  
Владимиров А.Г. 22  
Волкова Н.И. 22  
Воронин Б.И. 167  
Врублевская Т.Т. 136  
Гладкочуб Д.П. 81, 102, 125, 165  
Гордиенко И.В. 14, 72  
Горошко М.В. 149, 152  
Гуляева Е.В. 12  
Данилов Б.С. 61  
Диденко А.Н. 39, 106  
Дмитриева Н.В. 30  
Донская Т.В. 81, 125, 165  
Дриль С.И. 70  
Егорова В.В. 156  
Ершова В.Б. 50  
Изох А.Э. 156  
Ильина Н.Н. 70  
Капитонов И.Н. 120  
Каурова О.К. 30  
Ковач В.П. 55, 57, 94, 97  
Ковешников А.Е. 117  
Ковязин С.В. 72, 75  
Козлов В.И. 99  
Козловский А.М. 58, 171  
Колесников А.А. 94  
Комия Ц. 48  
Кон И. 48  
Конторович В.А. 117  
Корнилова Т.А. 99, 102  
Косынкин А.В. 39  
Котляров А.В. 72, 75  
Котов А.Б. 7, 55, 57, 81, 94, 97, 125  
Кречетов Д.В. 84, 87  
Кудряшова Е.А. 58, 75, 171  
Кужугет Р.В. 25  
Курганская Е.В. 64  
Лавренчук А.В. 81, 125  
Ларин А.М. 7  
Лебедев В.А. 171  
Леднева Г.В. 90  
Лепехина Л.Н. 120  
Летникова Е.Ф. 30, 162  
Лингсен Зенг 102  
Лучицкая М.В. 90  
Мазукабзов А.М. 7, 81, 125, 165  
Макаренко С.Н. 117  
Макрыгина В.А. 9  
Максимова Е.Н. 102  
Матушкин Н.Ю. 12  
Мащук И.М. 134  
Медведев А.Я. 14  
Меньшагин Ю.В. 16  
Мехоношин А.С. 22  
Минина О.Р. 19  
Михеев Е.И. 22  
Михеева Е.А. 139  
Моисеев А.В. 90  
Монгуш А.А. 25, 109  
Невструев В.Г. 152  
Некрасов Г.Е. 27  
Ножкин А.Д. 30  
Овчинникова Г.В. 30  
Одгэрэл Д. 14  
Орлова А.В. 128  
Оролмаа 33  
Орсоев Д.А. 22  
Отгонбаатар Д. 33  
Паверман В.И. 147  
Паланджян С.А. 36  
Перепелов А.Б. 70  
Песков А.Ю. 39  
Пинский Э.М. 42, 144  
Платонова С.Г. 45  
Попов Н.В. 48  
Посохов В.Ф. 136  
Постников А.А. 48  
Прокопьев А.В. 50  
Пучков В.Н. 99  
Разумовский А.А. 128  
Рассказов С.В. 51, 139  
Ревердатто В.В. 66  
Резницкий Л.З. 162  
Руднев С.Н. 156  
Руженцев С.В. 27  
Ручейкова Л.Д. 144  
Рыцк Е.Ю. 55, 57  
Саватенков В.М. 58  
Савельева В.Б. 61  
Сальникова Е.Б. 55, 57  
Сафонова И.Ю. 48, 64  
Селятицкая Н.А. 66  
Селятицкий А.Ю. 66  
Семенова Ю.В. 70  
Сенников Н.В. 117  
Сергеева Н.Д. 99  
Симонов В.А. 64, 72, 75  
Склярёв Е.В. 16, 78, 81, 125  
Сковитина Т.М. 7  
Смирнов Ю.В. 97  
Смирнова З.Б. 58  
Советов Ю.К. 84, 87  
Соколов С.Д. 90  
Соловецкая Л.В. 84, 87  
Соловьёв Н.С. 144  
Сорокин А.А. 94, 97  
Станевич А.М. 99, 102  
Старикова А.Е. 78, 81  
Степаненко А.В. 123  
Ступаков С.И. 72, 75  
Ступина А.И. 106  
Сугоракова А.М. 109  
Табакаева Е.М. 111  
Татьянин Г.М. 117  
Тверитинов Ю.И. 114  
Тверитинова Т.Ю. 114  
Терлеев А.А. 48, 117  
Токарев Д.А. 48, 117  
Толмачева Е.В. 55  
*Томуртоого О.* 33  
*Томурхуу Д.* 33  
Травин А.В. 22  
Туркина О.М. 30, О.М. 120  
Турутанов Е.Х. 123  
Тучкова М.И. 90  
Федоров А.М. 9  
Федоровский В.С. 81, 125  
Федосеев А.М. 55, 57  
Федотова А.А. 36, 128  
Федюкин И.В. 147  
Фомин М.А. 131  
Фролов А.О. 134  
Хаин Е.В. 36, 128  
Хубанов В.Б. 136  
Худoley А.К. 50  
Цыганков А.А. 136  
Чувашова И.С. 51, 139  
Чуканова В.С. 70  
Шатков Г.А. 42, 142, 144  
Шацилло А.В. 147  
Шевченко Б.Ф. 149, 152  
Шелепаев Р.А. 156  
Шкодзинский В.С. 159  
Школьник С.И. 162  
Шокальский С.П. 42, 144  
Шохонова М.Н. 165  
Юдин Д.С. 22  
Юркова Р.М. 167  
Яковлева С.З. 55, 57  
Ярмолюк В.В. 58, 75, 171