СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

Материалы научного совещания

(13–16 октября 2015 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Иркутск
2015

УДК 551.2:551.71/.72
ББК Д392я431+Д432я431+Д341/347–1я431+Д9(54)39я431
Г35

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 13. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. – 271 с.

В сборнике представлены труды тринадцатого Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Основная тематика совещания:

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

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

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

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Федерального агентства научных организаций (ФАНО России) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-20825-г).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 6 от 10.09.2015 г.)

ISBN 978-5-902754-96-1
© Институт земной коры СО РАН, 2015

СОДЕРЖАНИЕ

НЕИЗВЕСТНЫЕ СЛЕДЫ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г. (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)
А.Р. Агатова, Р.К. Непоп 10

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕРЦИНИД ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ: ЧТО С ЧЕМ И КАК ДВИГАЛОСЬ?
М.Л. Баженов, Н.М. Федорова, А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк 14

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ФОРМИРОВАНИИ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА
В.В. Булдыгеров, Н.К. Коробейников 16

ПЕТРОЛОГИЯ УЛЕКЧИНСКОГО КВАРЦ-СИЕНИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В КОНТЕКСТЕ СМЕШЕНИЯ МАГМ
Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов, О.В. Удоратина 19

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С ОКРУЖАЮЩИМИ КРАТОНАМИ
М.М. Буслов 22

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ АКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗВЕРЕВСКОГО БЛОКА СТАНОВОГО СТРУКТУРНОГО ШВА
И.В. Бучко, В.А. Заика, А.А. Сорокин, А.Б. Котов, В.П. Ковач 25

ПОИСКИ НЕФТИ И ГАЗА НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – ДВИЖЕНИЕ ПО СПИРАЛИ
А.Г. Вахромеев, А.В. Поспеев, А.М. Станевич, Л.А. Барышев 27

НОВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА НЕЗАВИСИМОЙ ОТ СИБИРСКОГО КРАТОНА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В РАННЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ
В.А. Верниковский, Д.В. Метелкин, А.Е. Верниковская, Н.Ю. Матушкин, А.Ю. Казанский, П.И. Кадильников, М. Вингейт, А.Н. Ларионов 29

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ – КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ АПАТИТА
Е.В. Ветров, М.М. Буслов, И. Де Гравэ 31

СИБИРСКИЙ КРАТОН В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ – ОТ ТЕРРЕЙНОВ ДО СУПЕРКОНТИНЕНТА – ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ЭВОЛЮЦИИ
В.Ю. Водовозов, А.Р. Зверев, А.Б. Котов, А.М. Ларин 34

UHT МЕТАМОРФИЗМ ГРАНУЛИТОВ МЫСА КАЛТЫГЕЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ
Н.И. Волкова, А.С. Мехоношин, Е.И. Михеев, В.В. Хлестов, А.Г. Владимиров, А.В. Травин 37

ОРДОВИКСКИЕ ПАЛЕОВУЛКАНЫ В ОБРАМЛЕНИИ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ
А.А. Воронцов, О.Ю. Перфилова 40

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ, ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ
В.В. Врублевский, С.И. Коноваленко 43

ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ
В.В. Врублевский, А.Д. Котельников 46

^{40}Ar–^{39}Ar ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ НЕОДИМА МЕТАБАЗИТОВ СРЕДНЕГО ЗААНГАРЬЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ
В.В. Врублевский, Р.Н. Никитин, П.А. Тишин 49

ИЗОТОПНАЯ АНОМАЛИЯ ^{33}S В СУЛЬФИДАХ ИЗ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА – ИНДИКАТОР «ГЛОБАЛЬНОЙ КИСЛОРОДНОЙ КАТАСТРОФЫ»?
С.В. Высоцкий, А.В. Игнатьев, Т.А. Веливецкая, В.И. Левицкий, И.В. Левицкий 51

ГЕОДИНАМИКА И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА
Т.В. Гиоргобиани 53

ОСНОВНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ LA-ICP-MS U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА)
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Ш. Джан, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов, З.Л. Мотова 56

ШПИНЕЛИ МАНТИЙНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ОБРАМЛЕНИЯ ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): МЕТАМОРФИЗМ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ
М.А. Горнова, А.Я. Медведев, В.А. Беляев, А.А. Каримов 58

ЗЕМНАЯ КОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ВДОЛЬ ЛИНИИ ОПОРНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ В СВЕТЕ ЧАСТОТНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ АТРИБУТОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА
Е.Ю. Гошко, А.С. Ефимов, А.С. Сальников 60

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АДАКИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ГОРНОЙ ШОРИИ И ТУВЫ
А.И. Гусев 63

КОНТРАСТНЫЙ МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ, ПРОЯВЛЕННЫЙ В РАННЕМ КАРБОНЕ ГОРНОГО И РУДНОГО АЛТАЯ
Н.И. Гусев 65

РАННЕДЕВОНСКИЕ ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ ГРАНИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ГОРНОГО АЛТАЯ
Н.И. Гусев 68

ВЛИЯНИЕ ОКРЕМНЕНИЯ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА КАРБОНАТОВ
Е.М. Данилова, М.Г. Несмелова 71

НОВАЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ АССОЦИАЦИЯ УГЛЕРОДНЫХ ФАЗ В ГЕЙЗЕРИТАХ И ТРАВЕРТИНАХ ПРИОЛЬХОНЬЯ И ОСТРОВА ОЛЬХОН
Ю.В. Данилова, Т.Г. Шумилова, Е. Майер, Б.С. Данилов 73

ЮРСКИЕ ОСАДКИ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЗАКРЫТИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНА
Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Е.А. Михеева, А.В. Аржанникова, А.О. Фролов, С.Г. Аржанников, Н.В. Брянский, Л.З. Резницкий, Л.А. Павлова, О.В. Зарубина 75

РАЗЛОМЫ И ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: УГЛЫ ПАДЕНИЯ И АЗИМУТЫ ПРОСТИРАНИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ СМЕЩЕНИЯ
В.М. Демьянович, А.В. Ключевский 78

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ФОРМАЦИЙ ЛИНКСИ И ХИНГФУЖИЛУ (ВНУТРЕННЯЯ МОНГОЛИЯ, КИТАЙ), ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
А.Н. Диденко, Юн-фей Ли, А.Ю. Песков, Шоу-лян Сунь, А.С. Каретников, Юн-хэн Чжоу 81

МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ В ОЧАГОВЫХ ОБЛАСТЯХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ О СКОРОСТЯХ И АМПЛИТУДАХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН
А.А. Добрынина, В.А. Саньков, В.И. Герман, П.А. Предеин, С.А. Тощакова, Ц.А. Тубанов, В.В. Чечельницкий 84

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ
А.А. Добрынина, В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий, С.В. Шибаев, В.В. Ноговицин 87

ДОКОЛЛИЗИОННАЯ ИСТОРИЯ ОТДЕЛЬНЫХ БЛОКОВ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, М. Чо, В. Чонг, Дж. Ким, Е.И. Демонтерова 89

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ГРАНИТОИДОВ УНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ND-SR ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ
С.И. Дриль, Н.С. Герасимов, Д.А. Григорьев, Т.А. Владимирова, С.А. Сасим, Ю.В. Носкова 92

ТРАНССИБИРСКИЕ РЕЧНЫЕ СИСТЕМЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ – КЛЮЧ ДЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ АРКТИКИ
В.Б. Ершова, А.В. Прокопьев, А.К. Худолей 95

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕНЕЗИСЕ И ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА ГРАНИТОИДОВ КАРИЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
С.В. Ефремов, А.М. Спиридонов, А.С. Борисенко, А.В. Травин 97

ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ – ДЛИТЕЛЬНЫЙ ИЛИ КРАТКИЙ?
А.В. Иванов 98

НОВЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПОСТРОЕНИЯ КАРТЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ
Л.П. Имаева, В.С. Имаев, О.П. Смекалин, Н.Н. Гриб, А.В. Чипизубов 99

СЛЕДЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ТУНКИНСКОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА БЕЛЫЙ ЯР
А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, В.В. Чегис 102

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ СОСТАВА СИНКИНЕМАТИЧЕСКИХ КОРОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)
И.В. Кармышева, В.Г. Владимиров 105

ФРАКТАЛЬНАЯ СТРУКТУРА СЕЙСМИЧНОСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА
А.В. Ключевский, Ф.Л. Зуев, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская 108

ГЛУБИННАЯ СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА
М.М. Кобелев, В.В. Мордвинова, М.А. Хритова, Е.А. Кобелева, О.Ф. Лухнева 110

СИЛУРИЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОФИОЛИТЫ ЮГА ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ: U-PB ID-TIMS ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ND-ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков, Е.Б. Сальникова 113

О ПРИРОДЕ АККУМУЛЯЦИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ НИЖНЕТУРКИНСКОЙ ВПАДИНЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (БАЙКАЛЬСКАЯ СИБИРЬ)
В.Л. Коломиец 115

СУБАКВАЛЬНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ РАЗНОВЫСОТНЫХ ТЕРРАСОВЫХ УРОВНЕЙ Р. СЕЛЕНГА В ПРЕДЕЛАХ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 117

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ
Т.Ю. Комарицына, А.А. Воронцов 120

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС БАЗАЛЬТОВ АППАИНСКОЙ СВИТЫ: РЕПЕР ФРАНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
К.М. Константинов, Ш.З. Ибрагимов, М.З. Хузин, И.К. Константинов, А.А. Яковлев, Е.В. Артемова 122

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КАТУГИНСКОГО МАССИВА
А.Б. Котов, Е.В. Толмачева, Е.Б. Сальникова, С.Д. Великославинский, Д.П. Гладкочуб, Е.В. Скляров, Т.В. Донская, Н.С. Прокопов 125

ПЕРМСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ВОЗМОЖНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
Н.Н. Крук, В.В. Голозубов, С.А. Касаткин, Е.А. Крук 127

ВОЗРАСТ И Lu/Hf-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ОСНОВАНИЯ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ (ЛОПАТИНСКАЯ СВИТА) И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (СВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)
Н.Б. Кузнецов, Н.С. Прияткина, А.В. Шацилло, С.В. Рудько, Т.В. Романюк, В.Дж. Коллинз 130

ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВЫХ ТОЛЩ ЗАПАДА ЮЖНОГО УРАЛА, СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА
Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, К.Е. Дегтярев 134

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ
А.В. Куликова, М.М. Буслов 136

СТРУКТУРА ГРАНИТОВ МАССИВА ЧОНКУРЧАК И ПРИРОДА ВЕРХНЕКОРОВОГО НИЗКООМНОГО ГОРИЗОНТА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА И ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ)
М.Г. Леонов, А.К. Рыбин, Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина, В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, В.Д. Брагин, Г.Г. Щелочков 138

ПОЛИФАЗНАЯ МЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб 141

КОЛЧАНОВИДНЫЕ СТРУКТУРЫ (SHEATH FOLDS) В КОЛЛИЗИОННОМ КОМПОЗИТЕ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
А.М. Мазукабзов, В.С. Федоровский 142

СИНХРОННЫЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ МАССИВЫ I- И A-ГРАНИТОВ В ПОЛЯХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ПОЯСА
В.М. Макагон, Т.Б. Баянова, В.Е. Загорский 144

ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА
В.А. Макрыгина 146

ВУЛКАНИТЫ БОРОЗДИНСКОГО ГОЛЬЦА (ХРЕБЕТ ХЭНТЕЙ): МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
А.Я. Медведев, М.А. Горнова, В.А. Беляев, А.А. Каримов 150

СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
В.И. Мельникова, А.И. Середкина, А.И. Мельников, Я.Б. Радзиминович, Н.А. Гилева 152

ПИКРИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ
А.С. Мехоношин, М.Ю. Подлипский, А.А. Дорошков, Т.Б. Колотилина 154

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЯ ТУРКА-КУРБИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских 157

НАЧАЛО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ИРКУТСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
Е.А. Михеева, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Л.З. Резницкий, А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников, А.О. Фролов, Х. Хё 160

НОВЫЙ АНКЛАВ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ В СКЛАДЧАТОМ ВЕРХОЯНЬЕ
В.М. Мишнин, А.К. Бекренев, А.П. Андреев, В.С. Гриненко 163

О ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
Ю.Ф. Мороз, С.Э. Смирнов 166

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (ПРИСАЯНЬЕ)
З.Л. Мотова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов 168

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СВЯЗЬ СИЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕРИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КРАЙСТЧЕРЧ 2010–2011 ГГ. (НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ)
А.В. Новопашина 171

МЕТАБАЗАЛЬТЫ ТЫЙСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА ОЛОКИТСКОГО ПАЛЕОРИФТА (БАЙКАЛО-МУЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)
Д.А. Орсоев, А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко, Т.Б. Баянова, В.Ф. Посохов 174

ПАЛЕО-ВИЛЮЙ В РАННЕМ КАРБОНЕ: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ДЕТРИТНЫМ ЦИРКОНАМ ТОЧЕРСКОЙ (ЦАСП), БАЛТУРИНСКОЙ (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) И ЭМЯКСИНСКОЙ (РЕКА ВИЛЮЙ) СВИТ
В.И. Паверман, А.В. Шацилло, Дж. Хуриган 177

НАДСУБДУКЦИОННЫЙ И ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ – ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ
А.Б. Перепелов, М.Ю. Пузанков, А.В. Травин, Ю.Д. Щербаков, С.И. Дриль, С.С. Цыпукова 181

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ НАЗАРОВСКОЙ И РЫБИНСКОЙ ВПАДИН
О.Ю. Перфилова, А.А. Воронцов, М.Л. Махлаев 184

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ НАИБОЛЕЕ ПРОДУКТИВНЫХ УРАНОВОРУДНЫХ ЭПОХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ
Э.М. Пинский, Ю.Б. Миронов, Г.В. Афанасьев 187

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БОДАЙБИНСКОГО РАЙОНА
Б.Г. Покровский, М.И. Буякайте, О.Л. Петров 190

«НЕБАЛТИЙСКИЙ» ИСТОЧНИК ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ДЛЯ ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ
Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, Е.А. Белоусова, К.Е. Дегтярев, Е.С. Пыжова, А.В. Маслов, В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина 192

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЮ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНУЙСКО-ЧУЙСКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ
Е.С. Рубанова, М.М. Буслов 195

ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ
С.Н. Руднев, П.А. Серов, В.Ю. Киселева 197

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ В КОНТЕКСТЕ АНОМАЛЬНОЙ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ
С.В. Рудько, Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацилло, В.Э. Павлов 200

БУРУНДИНСКИЙ МАССИВ МОНЦОНИТОВ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, Е.С. Богомолов, И.В. Анисимова, А.М. Федосеенко 202

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ И ГЕОХИМИИ КАТУГИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)
В.Б. Савельева, Е.П. Базарова 204

КАЙНОЗОЙСКОЕ ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ МОНГОЛИИ: КАРТА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
В.А. Саньков, А.В. Парфеевец 207

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ
А.И. Середкина, В.М. Кожевников 209

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КЕМБРИЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНАХ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ
В.А. Симонов, А.В. Котляров, С.И. Ступаков 211

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА (ДАННЫЕ ПО СОСТАВАМ КЛИНОПИРОКСЕНОВ)
В.А. Симонов, А.В. Котляров, С.В. Хромых, С.И. Ступаков 213

БОНИНИТЫ В ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ: ПРОБЛЕМЫ СООТНОШЕНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИСА
Е.В. Скляров, В.П. Ковач, А.Б. Котов, А.Б. Кузьмичев, А.В. Лавренчук, В.И. Переляев, А.А. Щипанский 215

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ МОНЦОДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТНОЙ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА
Ю.В. Смирнов, А.А. Сорокин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, С.З. Яковлева, Б.М. Гороховский 218

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ, ИСТОЧНИКИ СНОСА
Ю.Н. Смирнова, А.А. Сорокин 221

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ КРИОГЕНИЯ ПРИСАЯНЬЯ
Ю.К. Советов, О.Н. Меновщикова, А.К. Казак, Л.В. Соловецкая 224

ДВЕ ОБЛАСТИ СНОСА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОГО И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ПО ВОЗРАСТУ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ
Ю.К. Советов, М. Хофманн, А.К. Казак, Л.В. Соловецкая 227

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ
Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий, Т.В. Калашникова 230

ОСНОВЫ ИЗМЕНЕНИЯ УНИФИЦИРОВАННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ САЯНО-БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА
А.М. Станевич 232

PT-ЭВОЛЮЦИЯ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ИРКУТНОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)
В.П. Сухоруков, О.М. Туркина 234

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ДЛЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА)
О.М. Туркина, Н.С. Прияткина 236

ХАНГАЙ-ХЭНТЕЙ-ДАУРСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ ПЛУТОН: ФОРМА И РАЗМЕРЫ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Е.Х. Турутанов 239

ТЕКТОНИКА КОЛЛИЗИОННОГО КОЛЛАЖА (500–460 МЛН ЛЕТ) В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ (ОЛЬХОНСКИЙ ПОЛИГОН)
В.С. Федоровский, Е.В. Скляров, А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук, А.Б. Котов 241

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНУЛИТЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ (U-PB ИЗОТОПНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНОВ), УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ
А.А. Федотова, А. Крёнер, Е.В. Хаин, П.Я. Азимов, А.В. Орлова, М.О. Аносова, А.А. Разумовский, Г.Е. Некрасов, Д. Ли 244

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА: U-PB ИЗОТОПНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЛАГИОГРАНИТОВ СРЕДНЕМАМАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА
А.А. Федотова, А. Крёнер, Е.В. Хаин, В.И. Переляев, А.А. Разумовский 247

ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, СОСТАВ ПОРОД, ГЕОДИНАМИКА
А.А. Цыганков, Е.Е. Дугданова, Г.Н. Бурмакина, О.В. Удоратина, В.Б. Хубанов 249

ПРИЗНАКИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ НАПРАВЛЕННОЙ ВЕЩЕСТВЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ
С.С. Цыпукова, А.Б. Перепелов, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, С.И. Дриль 251

ДЕТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА БЕЛЫЙ ЯР (ТУНКИНСКОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) ПО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА
В.В. Чегис, А.Ю. Казанский, А.А. Щетников, Г.Г. Матасова, И.А. Филинов 253

БАЙКАЛЬСКАЯ И ХАНГАЙ-БЕЛЬСКАЯ ПОДВИЖНЫЕ ЗОНЫ: ДИНАМИКА РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ И ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЗМА
И.С. Чувашова, С.В. Рассказов 256

ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ ГЕОМАГНИТНЫЙ ФЕНОМЕН. ЛОПАТИНСКАЯ СВИТА, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ
А.В. Шацилло, Н.Б. Кузнецов, С.В. Рудько, В.Э. Павлов 259

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ О ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ
В.С. Шкодзинский 260

РОЛЬ БИОГЕННОГО И ВУЛКАНОГЕННОГО ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ О. ОЛЬХОН (ОЗЕРО БАЙКАЛ)
С.И. Школьник, В.Д. Страховенко 263

$^{40}AR/^{39}AR$ ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛОГОПИТОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ И МИР
Д.С. Юдин, Т.А. Алифирова, А.А. Томиленко, Л.Н. Похиленко, С.А. Новикова, А.В. Травин, В.П. Сухоруков, Н.Г. Мурзинцев, Е.И. Михеев 265

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА АЗИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ СЛОЖНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ГРАНИЦЕ КОНТИНЕНТА
В.В. Ярмолюк 268

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 270

НЕИЗВЕСТНЫЕ СЛЕДЫ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г. (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

А.Р. Агатова, Р.К. Непоп

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

Сейсмодеформации, возникшие в 2003 г. в результате Чуйского (Алтайского) землетрясения (*Mw*=7.3, *Ms*=7.5, *I*=9 баллов,) в Юго-Восточном Алтае, «по горячим следам» были исследованы осенью 2003 г. и более детально в ходе нескольких последующих лет. Результаты этих исследований были опубликованы в ряде работ. В то же время в ходе дальнейших геолого-геоморфологических работ в горном обрамлении Чуйской впадины на разных участках плейстосейстовой области нами были выявлены ранее не отмеченные следы сейсмической активизации 2003 г. (рис. 1), позволяющие уточнить характер ее проявлений и параметры плейстосейстовой зоны.

Установленные деформации относятся к разрывным, при этом в ряде случаев сопровождаются крупными просадками в рыхлых и коренных породах.

У подножья хребта Сайлюгем, в 35 км восточнее юго-восточного окончания зоны сейсмогенных разрывов (рис. 1 Е), в 2010 г. нами был зафиксирован разрыв северо-западного простирания длиной около 1 км. Разрыв возник по одному из веерообразно расходящихся тальвегов во внутренней части подковообразного скального выступа, у подножия его восточного отрога. По словам местных жителей, «трещина в земле» возникла в ходе землетрясения 2003 г. Зияние трещины, прошедшей по заболоченному участку днища, в 2010 г. составляло около 15–20 см. Предположительно формирование этого разрыва было связано с одним из двух толчков,

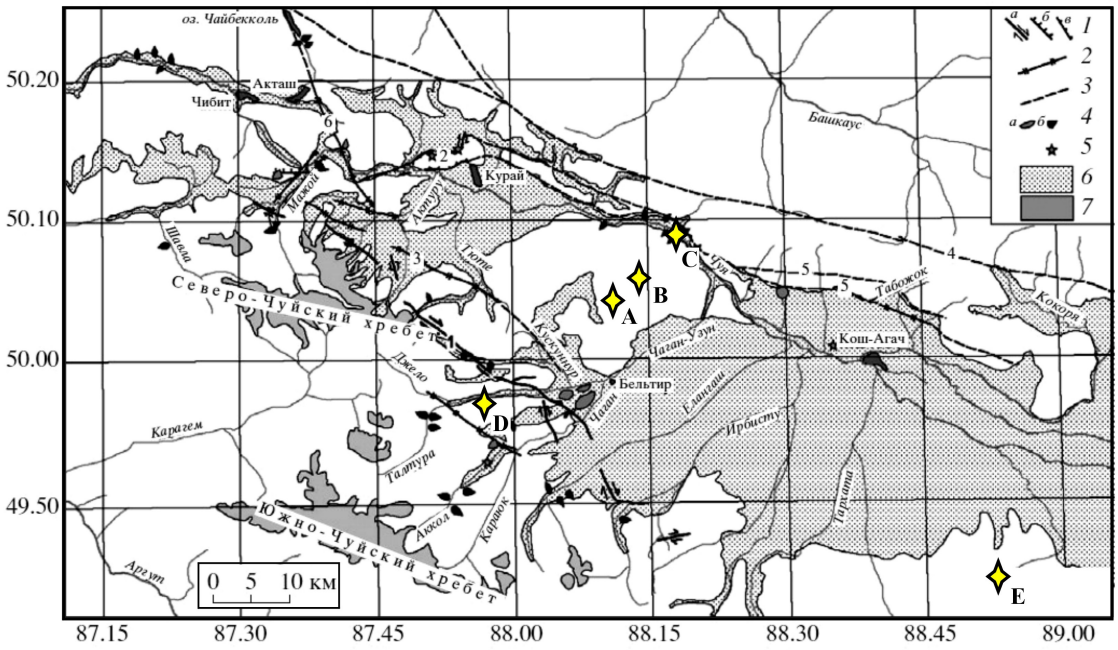


Рис. 1. Карта распространения сейсмодислокаций по [1] с дополнениями. *1–2* – разрывные сейсмодислокации Чуйского землетрясений 2003 г. (*1*: а – сдвиги, б – сбросы, в – взбросы; *2* – разломы, обновленные в процессе резонансных колебаний); *3* – крупнейшие активные разломы; *4* – сейсмогравитационные палеодислокации: а – оползни, б – обвалы и каменные лавины; *5* – древние разжижения грунта; *6* – четвертичные озерные, речные и ледниковые отложения; *7* – крупнейшие современные ледники. Ромбами отмечены ранее неизвестные сейсмодеформации, вызванные Чуйским землетрясением 2003 г.

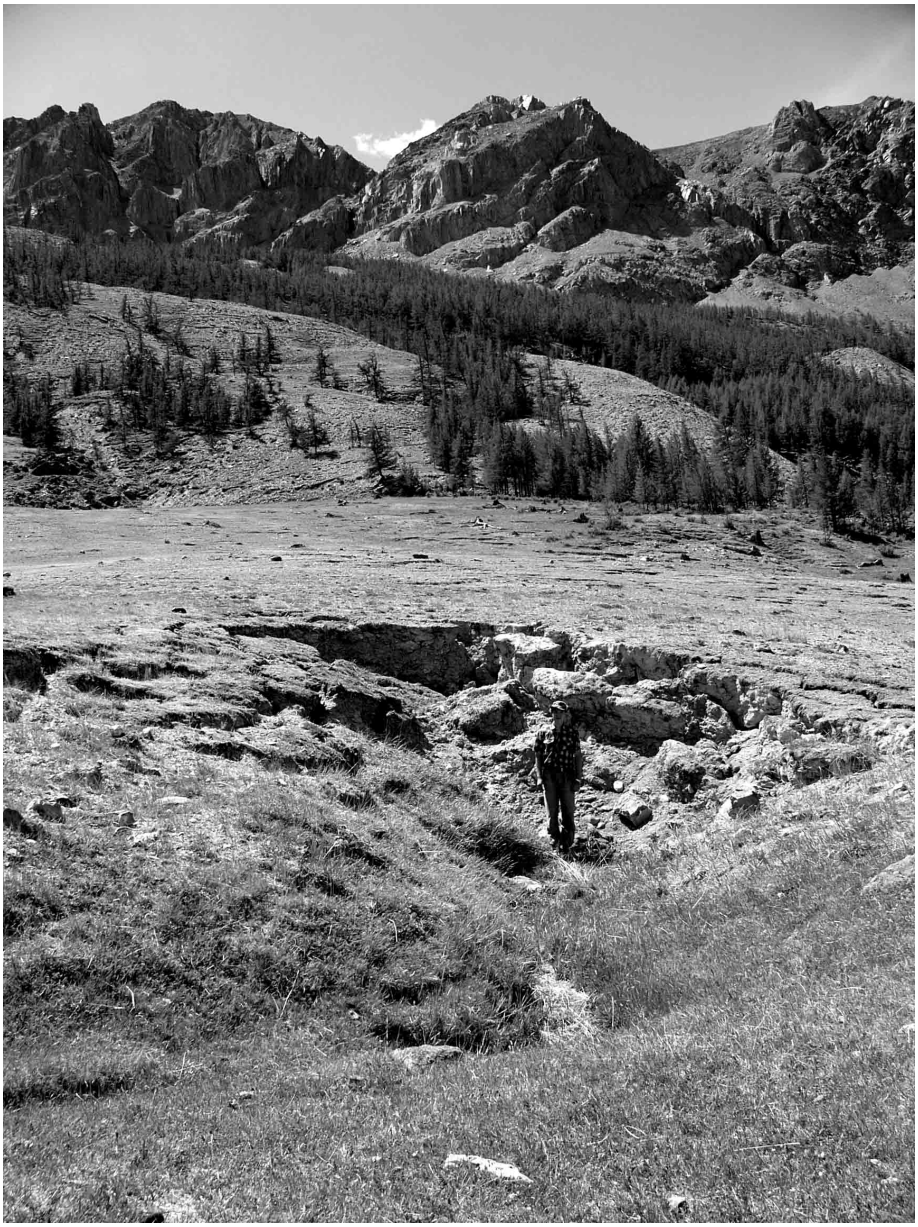


Рис. 2. Сейсмодеформация в долине р. Талдура.

произошедших 27 сентября (основного толчка либо одного из его сильнейших афтершоков с *Ms*=6.4). По всей видимости, активизация данного разлома происходила неоднократно в течение голоцена – прямолинейный тальвег временного водотока хорошо выражен в рельефе. Не исключено, что разлом был обновлен в процессе резонансного колебания подобно разломам на северной периферии Чуйской впадины **[1]**. Если этот разрыв является окончанием зоны разрывов, возникших вдоль южной границы Курайской и Чуйской впадин, то с его учетом длина всей зоны первичных сейсморазрывов Чуйского землетрясения составляет около 100 км. Значительную длину зоны можно объяснить характером сейсмической активизации 2003 г. – тремя наиболее сильными разрушительными толчками с отстоящими друг от друга эпицентрами.

Разрывы, сопровождающиеся крупными просадками-воронками, были обнаружены в центральной части плейстосейстовой области, за пределами ранее задокументированных сейсмодеформаций 2003 г., в Чаган-Узунском массиве и в долине р. Талдура.

В долине р. Талдура трещины растяжения, валы напирания и просадки были обнаружены на правобережье в 9 км выше по течению от ранее зафиксированных разрывов, пересекающих долину, и гигантского оползня, сошедшего с ее правого склона (рис. 1 D; рис. 2).

Рис. 3. Провал в рифей-вендских мраморизованных известняках в центральной части Чаган-Узунского массива (рис. 1 А). В круге для масштаба показана А.Р. Агатова (рост 160 см).

Наиболее впечатляющие сейсмодеформации были обнаружены в 2009 г. в пределах Чаган-Узунского массива. На днище короткой сквозной, широтно протянувшейся долины комплексного сейсмогенно-ледникового генезиса, соединяющей урочище Йылдыскель и долину Кара-Айры, в рифей-вендских мраморизованных известняках возникла воронка глубиной 6–7 м и 30 м в диаметре. Зоны дробления и ожелезнения на склонах воронки свидетельствуют о неоднократной активизации разрывов данного направления (рис. 1 А; рис. 3). На противоположном левом склоне долины Кара-Айры на продолжении этой сейсмогенной долины нами был зафиксирован сейсморазрыв, продолжающийся и по другую сторону водораздела по ящикообразному днищу сеймогенной ложбины. Разрыв заканчивается двумя провалами-воронками в рыхлых грубообломочных отложениях. Более крупная из них, нижняя по склону, имеет диаметр около 7 м и глубину около 3 м. (рис. 1 В; рис. 4). Ниже воронки левый склон ложбины

Рис. 4. Одна из воронок в рыхлых отложениях в зоне сейсморазрыва (центральная часть Чаган-Узунского массива (рис. 1 В)). Стрелкой показан отброшенный и перевернутый дерново-торфяной пласт.

надвинут на правый. На высокие ускорения, сопровождавшие сейсмособытие, указывает оторванный и перевернутый вверх корнями кусок дерново-торфяного пласта толщиной 30 см и длиной 1.5 м, откинутый на правый склон ложбины. Описанные деформации сконцентрированы почти в центре Чаган-Узунского массива, на расстоянии около 17 км от ранее задокументированных. Характер деформаций свидетельствует о повороте Чаган-Узунского блока по часовой стрелке, аналогично повороту водораздела Талдуры и Кускуннура в районе урочища Узюк. С учетом этих нарушений ширина зоны первичных разрывов Чуйского землетрясения достигает 25 км.

Сейсмодеформации грубообломочных отложений Сукорской сейсмогравитационной палеодислокации (см. рис. 1 С), по всей видимости, связаны с одним из сильных афтершоков, приведших к активизации границ форбергов Курайского хребта в пределах Курайской впадины.

Полученные данные позволяют уточнить параметры зоны проявлений сейсмической активизации 2003 г. и установить сейсмический генезис ряда форм рельефа, имеющих длительную историю формирования (плейстоцен – голоцен). Наши данные подтверждают вывод о многократной активизации одних и тех же сейсмических очагов в пределах высокогорной юго-восточной части Горного Алтая в течение голоцена.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ (гранты 13-05-00555; 15-05-06028).

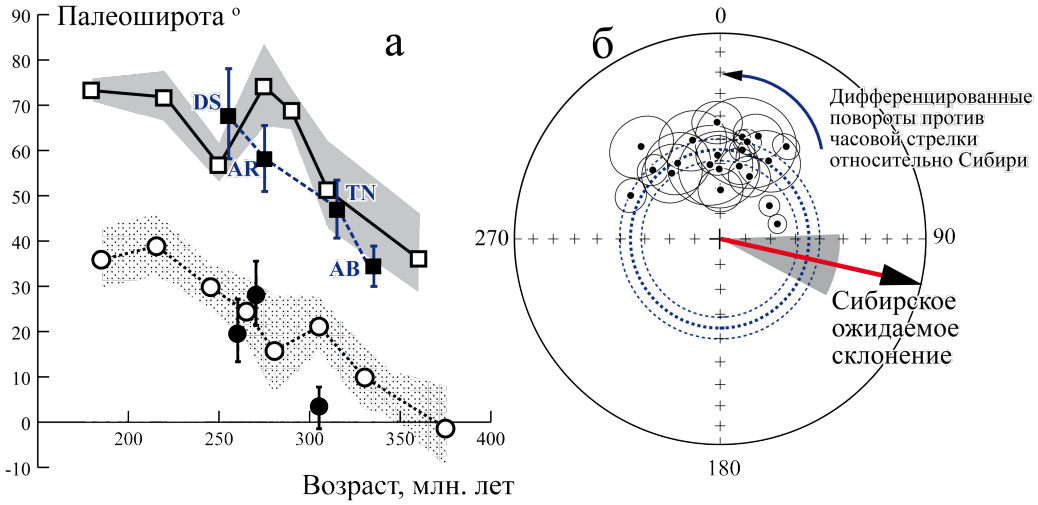
[1] *Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В.* Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГЕРЦИНИД ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ: ЧТО С ЧЕМ И КАК ДВИГАЛОСЬ?

М.Л. Баженов, Н.М. Федорова*, А.М. Козловский**, В.В. Ярмолюк***

*Москва, Геологический институт РАН, mibazh@mail.ru, namife90@gmail.com
**Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru, yarm@igem.ru

Проблема геодинамической эволюции огромного региона, включающего Южную Сибирь, Монголию и Северный Китай, до сих пор является полем для яростных схваток, причем количество предложенных не согласующихся между собой моделей скоро может превысить число исследователей, которые работают в этом регионе. Отчасти это связано с недостаточно хорошо определенными кривыми миграции полюса Северного Китая и особенно Сибири. Огромная ширина, до 2000 км, сложность строения и полифазность развития мобильных поясов, разделяющих эти кратоны, – другой важный источник существующих противоречий, которые усугубляются малочисленностью и противоречивостью имеющихся как геологических, так и палеомагнитных данных. Например, такой «первичный» вопрос – где проходит граница между перисибирскими и перисеверокитайскими структурами – не решен даже для позднего палеозоя и начала мезозоя. В одних работах, например, герцинский пояс Южной Монголии считается активной окраиной Сибири **[1–3]**, в других – частью Северного Китая **[4, 5]**. И если одни авторы **[3]** считают Северный Китай с его обрамлением частью Евразии уже в поздней перми (ок. 255 млн лет), то другие для этого же времени предполагают между Китайской и Сибирской платформами Монголо-Охотский океан шириной более 2000 км, который замыкается только к концу юры, т.е. на 100 млн лет позднее **[6]**.



Зависимость палеошироты от возраста для Сибирской (белые квадраты) и Северо-Китайской (белые кружки) платформ и наблюденные значения из разных тектонических зон Монголии (черные квадраты) и Внутренней Монголии (черные кружки) (*а*). Латинскими буквами обозначены данные по разным объектам Монголии (АВ – новый результат). Доверительные интервалы для данных по Сибири (Северному Китаю) даны серой заливкой (крапом), для Монголии – вертикальными линиями.
Средние направления первичной намагниченности с кругами доверия для отдельных точек опробования (кружки и тонкие линии) раннекарбоновых пород по герцинидам Южной Монголии (*б*). Среднее наклонение коллекции (его доверительные интервалы) показаны толстым (тонким) пунктиром. Сибирское эталонное склонение показано большой стрелкой, а его доверительные интервалы обозначены серым сектором.

Превратности научной судьбы заставили нас вмешаться в эти игры, и мы провели палеомагнитные исследования раннекарбоновых вулканических комплексов центральной части южно-монгольских герцинид. Удача нас не совсем забыла, и нам удалось в части коллекции (23 сайта) выделить компоненту намагниченности, для которой положительны тесты складки и галек; скорее всего, эта компонента первична. Мы проанализировали имеющиеся палеомагнитные данные по позднему палеозою Сибири, Северного Китая и разделяющих их мобильных поясов и сделали рисунок. Надеемся, что после внимательного его рассмотрения и прочтения подписи к нему будет в общем понятно, на чем основаны наши выводы:

1) позднепалеозойские и раннемезозойские палеоширoты Сибири и Северного Китая устойчиво различаются;

2) позднепалеозойские палеоширoты разных тектонических зон Монголии и Сибири хорошо согласуются;

3) все измеренные раннекарбоновые склонения в Южной Монголии повернуты против часовой стрелки на различные углы.

А вот как дать этим результатам тектоническую интерпретацию и наилучшим образом учесть при этом геологические данные – неясно пока и нам самим. Но у нас еще есть время до начала конференции, так что мы постараемся что-то придумать и ознакомить всех желающих с этой интерпретацией прямо в Иркутске.

[1] *Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А.* Тектоника Транс-Алтайской зоны Монголии // Геотектоника. 1985. № 4. С. 28–36.

[2] *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г.* Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13–27.

[3] *Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Van der Voo R., Sunal G.* A new look at the Altaids: A super orogenic complex in northern and central Asia as a factory of continental crust. Part II: Palaeomagnetic data, reconstructions, crustal growth and global sea-level // Austrian Journal of Earth Sciences. 2014. V. 107, № 1. P. 131–181.

[4] *Zhao P., Chen Y., Xu B., Faure M., Shi G., Choulet F.* Did the Paleo-Asian Ocean between North China Block and Mongolia Block exist during the late Paleozoic? First paleomagnetic evidence from central-eastern Inner Mongolia, China // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013. V. 118, № 5. P. 1873–1894.

[5] *Edel J.B., Schulmann K., Hanzl P., Lexa O.* Palaeomagnetic and structural constraints on 90° anticlockwise rotation in SW Mongolia during the Permo-Triassic: Implications for Altaid oroclinal bending. Preliminary palaeomagnetic results // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 94. P. 157–171.

[6] *Van der Voo R., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Spakman W., Torsvik T.H.* Latest Jurassic – Earliest Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological-tomographic analysis // Late Jurassic Margin of Laurasia – A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation. Geological Society of America Special Paper. 2015. V. 513. P. 1–18.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ФОРМИРОВАНИИ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В.В. Булдыгеров, Н.К. Коробейников***

*Иркутск, Иркутский государственный университет, buldygerov37@mail.ru
**Иркутск, АО «Иркутскгеофизика»

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (СБВПП) расположен на границе Сибирской платформы и Чуйской глыбы – части ее фундамента. Он имеет S-образную форму. Центральная основная его часть вытянута в меридиональном направлении и имеет максимальную ширину до 60 км. На юге пояс отклоняется к западу, на севере – к востоку. В обоих направлениях его ширина сокращается вплоть до полного выклинивания. Южная и центральная части пояса изучены довольно детально **[1, 2 и др.]**, северная оставалась слабоисследованной. В результате ГДП-200 на листе О-49-XXI получены новые данные о строении северо-восточного замыкания пояса.

Формирование пояса контролируется зоной Главного глубинного разлома **[1]**. На западе он перекрыт платформенным чехлом Сибирской платформы, на востоке ограничен зоной Даванского разлома второго порядка, по которому граничит с Чуйской глыбой. Породы в центральной меридиональной части пояса в зоне Даванского разлома метаморфизованы до амфиболитовой фации. К западу интенсивность тектонических изменений уменьшается вплоть до неметаморфизованных разностей. Метаморфизм сопровождался щелочно-кремнистым метасоматозом. В осевой части Даванского разлома метасоматоз достигал стадии образования палингенно-метасоматических лейкогранитов даванского комплекса. К западу интенсивность метасоматических изменений постепенно уменьшалась вплоть до полного их отсутствия. В северо-восточной части пояса метаморфические и метасоматические изменения резко сокращаются по ширине.

Вдоль восточной окраины центральной части пояса выходят блоки фундамента пояса: Окунайский, Большеминский, Великандинский. Они сложены раннекарельскими осадочно-вулканогенными образованиями большеминской свиты (вулканического комплекса). Внизу ее разреза преобладают базальтоиды и их туфы. Выше они сменяются вулканитами среднего, а затем кислого состава. Вулканогенные породы слагают постройки центрального типа. По их периферии и вверх по разрезу вулканиты сменяются вначале туфогенно-осадочными, а затем осадочными отложениями. На юге фундамент пояса представлен иликтинской свитой. Предполагается, что это фрагменты единого зеленокаменного пояса в фундаменте Сибирской платформы.

В северо-восточной части пояса установлен еще один Лимпейский блок пород его фундамента. Выявлена та же последовательность изменения состава вулканитов во времени от базальтов до плагиориолитов. Смена состава вулканитов на современном срезе наблюдается с юго-запада на северо-восток. Вероятно, это обусловлено, как и в Большеминском блоке, смещением центров вулканической деятельности в пространстве и во времени. К северо-востоку вулканогенные образования постепенно сменяются туфогенно-глинисто-терригенными отложениями. Далее туфогенная составляющая в объеме сокращается, разрез становится углеродисто-терригенно-глинистым. Можно предполагать, что они слагают, как это имеет место в Большеминской структуре **[1]**, периферию вулканических построек и, хотя бы частично, составляют латеральный ряд с вулканитами. Верхнюю осадочную часть разреза большеминской свиты по составу и возрасту можно сопоставить с кевактинской серией Тонодского поднятия. Возможно, они формировались в едином прогибе.

Непосредственно в пределах СБВПП снизу вверх выделяются позднекарельские малокосинская свита, куленянский вулканический комплекс (свита) с комагматом дельбичиндинским субвулканическим комплексом, домугдинский вулканический комплекс (свита) с комагматом леводомугдинским субвулканическо-гипабиссальным комплексом, хибеленский вулканический

комплекс (свита) с комагматом яральским субвулканическо-гипабиссальным комплексом, ламборский вулканический комплекс с субвулканическими интрузиями, чайская и окуньская свиты **[3]**.

Как и в большей части, на листе O-49-XXI в основании разреза пояса на образованиях большеминского комплекса с угловым несогласием залегают терригенные, часто грубообломочные отложения малокосинской свиты. В отличие от центральной и южной его частей, здесь в ней, кроме туфопесчаников, наличие вулканического материала не установлено.

Расположенные в центральной части пояса выше по разрезу образования куленянской свиты (вулканического комплекса) на площади листа O-49-XXI не выделены. В центральной части пояса его вулканиты однообразного трахиандезитового состава с разной степенью раскристаллизации слагают лавовые бассейны площадью более 1000 км^2 **[1]**. К северу по периферии лавовых бассейнов располагаются вулканические постройки центрального типа, сложенные туфогенно-лавовыми фациями, которые по латерали и вверх по разрезу постепенно сменяются терригенными осадками. Они прослеживаются далее к северу. По составу эти отложения близки породам верхов малокосинской свиты. Можно предполагать, что терригенные аналоги куленянской свиты на листе O-49-XXI не поддаются идентификации и объединены с малокосинской свитой в единое подразделение.

Породы домугдинского комплекса широко распространены на севере меридионального отрезка пояса. Они представлены однообразными по составу трахидацитами, переходящими в граносиенит-порфиры, и слагают вулканические постройки типа лавовых бассейнов **[1]**. Характерно почти полное отсутствие туфов. На глубине наземные образования непрерывно переходят в субвулканические, а затем и гипабиссальные тела леводомугдинского комплекса граносиенитового состава. В основании разреза лавовых бассейнов наблюдаются маломощные линзы туфоконглобрекчий, представляющие собой лахаровые образования.

К югу единое поле трахидацитов и их раскристаллизованных разностей распадается на отдельные постройки типа вулканно-купольных поднятий. То же самое наблюдается и в северо-восточной ветви пояса на листе O-49-XXI, где породы домугдинского комплекса слагают изометричные вулканно-купольные поднятия, установленные до бассейна р. Лимпей. В центре вулканно-купольных поднятий выходят среднезернистые граносиениты леводомугдинского комплекса. По периферии в них уменьшается степень раскристаллизации вплоть до пород эффузивного облика, залегающих субгоризонтально на подстилающих породах. Далее к северо-востоку вулканиты домугдинского комплекса отсутствуют. В основании разреза трахидацитов, как и южнее, наблюдаются линзы лахаровых туфоконглобрекчий. На листе же O-49-XXI они отнесены к верхам малокосинской свиты.

Выше домугдинского комплекса в основной части пояса располагаются вулканиты хибеленского вулканического комплекса, слагающие обширные полигенные палеовулканы **[1]**. Его субвулканическо-гипабиссальным аналогом является яральский комплекс, представленный преимущественно пластовыми телами. Породы хибеленского и яральского временного уровня в северо-восточной части пояса отсутствуют.

Вдоль западной окраины пояса распространены образования ламборского вулканического комплекса, вулканогенно-терригенной чайской и терригенной окуньской свит. Они залегают с глубоким размывом на остальных образованиях пояса и отличаются полным отсутствием следов регионального метаморфизма.

На севере меридионального отрезка пояса ламборский комплекс сложен вулканитами в основном латитового состава с широким участием туфов и субвулканических образований **[1]**. Туфогенно-осадочные и осадочные отложения присутствуют по периферии вулканических построек в ограниченном объеме. На юге пояса породы комплекса отмечаются фрагментарно. К северу в составе комплекса за счет высокого эрозионного среза практически исчезают выходы субвулканических образований, но возрастает составляющая терригенных отложений. После поворота пояса к северо-востоку эти отложения начинают преобладать. На правобережье р. Лимпеи вулканиты из разреза исчезают, а туфогенно-осадочные и осадочные отложения ламборского уровня отнесены к основанию чайской свиты.

Чайская свита распространена на тех же участках, что и ламборский комплекс. В северной части меридионального отрезка пояса в середине ее разреза присутствуют линейно вытянутые, прерывистые кулисообразно расположенные тела вулканитов трахириолитового соста-

ва. Они фрагментарно прослеживаются до левобережья р. Чая. На листе O-49-XXI отмечаются лишь небольшие их признаки. Осадочные отложения чайской свиты имеют «мусорный» характер с признаками сноса обломочного материала как с центральной части Байкало-Витимской складчатой области, так и с Сибирской платформы. Вверх по разрезу состав обломков становится аркозовым с постепенным возрастанием кварцевой составляющей и появлением высокоглиноземистых осадков. В бассейне р. Чаи существенно кварцевые и высокоглиноземистые отложения выделяются в окуньскую свиту. К северо-востоку ширина выхода чайской и окуньской свит постепенно сокращается, а затем они исчезают на современном эрозионном срезе за счет перекрытия рифейскими отложениями байкальской серии.

Таким образом, СБВПП контролировался, как и предполагаемый зеленокаменный пояс, широкой S-образной зоной Главного глубинного разлома, отделяющего Чуйский блок от фундамента Сибирской платформы. На севере зона этого разлома отклоняется к северо-востоку и, по-видимому, выклинивается. Формировался пояс в результате раздвиговых стрессовых напряжений субширотного направления, что и определяло места проявления магматических процессов. На участках отклонения простирания зоны от меридионального возникали зоны сжатия, что приводило к прекращению в них магматической деятельности. Это четко устанавливается в северо-восточной ветви глубинного разлома. Здесь в северо-восточном направлении происходит выклинивание вулканитов в большеминской свите, исчезают куленянский и хибеленский вулканические комплексы, обширные поля вулканитов домугдинского комплекса распадаются на отдельные вулканно-купольные структуры и далее к северо-востоку не прослеживаются, в ламборском комплексе (свите) вулканиты постепенно замещаются осадочными отложениями, в чайской свите также исчезают вулканиты.

[1] *Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н.* Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Иркутск: Иркутский госуниверситет, 2005. 184 с.

[2] *Бухаров А.А.* Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.

[3] *Митрофанова Н.Н., Галимова Т.Ф., Срывцев Н.А.* Легенда Прибайкальской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:200000. Изд-е. 2-е. 2009.

ПЕТРОЛОГИЯ УЛЕКЧИНСКОГО КВАРЦ-СИЕНИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В КОНТЕКСТЕ СМЕШЕНИЯ МАГМ

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков*, В.Б. Хубанов*, О.В. Удоратина***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gerka_85@mail.ru
**Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

В Западном Забайкалье гранитоиды часто содержат в себе разнообразные включения, более меланократовые по сравнению с вмещающими породами. В зарубежной литературе подобные образования получили названия mafic microgranular enclaves (MME). Как правило, такие включения интенсивно гибридизированы, в результате чего их морфологические и минералого-геохимические признаки практически стерты. Вместе с тем, расшифровка природы меланократовых включений имеет важные следствия, поскольку, в зависимости от происхождения, включения несут совершенно разную информацию, проливающую свет на различные аспекты формирования гранитоидов.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный плутон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км^2, имеет изометричную в плане форму и представлен двумя интрузивными фазами. Первая фаза сложена порфировидными кварцевыми сиенитами с подчиненными кварцевыми монцонитами и амфиболовыми сиенитами. Эти породы имеют сходный минералогический состав и отличаются в основном количественными соотношениями породообразующих минералов. Наибольшим распространением пользуются кварцевые сиениты, представляющие собой серые среднезернистые, часто порфировидные (Kfs) породы. Ко второй фазе относят граносиениты и резко доминирующие среднезернистые лейкократовые, иногда порфировидные (Kfs) граниты.

Нами установлен U-Pb изотопный возраст цирконов из лейкогранитов второй интрузивной фазы, который составил 300.3±3.8 млн лет, MSWD=3.19. U-Pb изотопный возраст цирконов из кварцевых сиенитов первой фазы, определенный LA-ICP-MS методом в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ), составил 298±3.5 млн лет, что очень хорошо согласуется с предшествующими определениями и подтверждает двухфазное становление массива.

Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. Обычно включения сконцентрированы на сравнительно небольших участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерно распределенных включений встречаются скопления – «рои», в которых на долю включений приходится от 10–15 до более чем 50 % от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3–4 м. Еще одной особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, когда наряду с магматическими образованиями присутствуют ксенолиты метаморфических пород, в которых сохраняются исходные текстурно-структурные особенности. Метаморфитами аналогичного состава сложены достаточно крупные «останцы», размером во многие десятки метров. Подобного типа породы развиты и в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста.

Степень преобразования включений различна – от сохранения всех признаков исходной магматической структуры и минерального состава до практически полной «гомогенизации», где включения опознаются лишь по более меланократовым мелкозернистым участкам с расплывчатыми контурами. Подобные образования часто называют «теневыми ксенолитами».

Размер включений в среднем составляет 10–12 см в поперечнике, форма чаще всего округлая (сферическая) или линзовидная, никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений, по сравнению с центром, или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, за исключением т.н. «теней».

Петрографически включения из Улекчинского массива можно разделить на четыре группы: 1) мелко-тонкозернистые, редкопорфировидные (Pl) породы с долеритоподобной микроструктурой; 2) средне-мелкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с гипидиоморфно-зернистой, местами гранобластовой микроструктурой, часто порфировидные (Pl); 3) тонкозернистые лейкократовые (по сравнению с двумя предшествующими разновидностями) диоритоподобные породы с характерным игольчатым амфиболом; 4) тонкополосчатые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, иногда скарноиды. Для первых трех типов есть все основания предполагать исходно магматическое происхождение, тогда как метаморфогенный генезис включений четвертой группы сомнений не вызывает, поэтому далее они рассматриваться не будут.

Минералогические данные, полученные по включениям, показывают, что для ММЕ первой группы характерны реликтовые минералы: это плагиоклаз, представленный резорбированными трещиноватыми ядрами зональных кристаллов, имеющих лабрадор-битовнитовый состав, и реликты клинопироксена в зернах амфибола. Во включениях второй группы реликтовые минералы, в том числе пироксен, отсутствуют. Для них более характерны гнездообразные амфибол-биотитовые скопления. Данных по третьей группе включений мало, они резко отличаются от первых двух как по химическому, так и по минералогическому составу, составу минералов и структуре.

Как отмечалось выше, Улекчинский массив сложен в основном кварцевыми сиенитами и лейкогранитами, диапазон кремнекислотности которых варьируется от 64.0 до 76.8 мас. %. Меланократовые включения первого и второго типа имеют близкий химический состав и перекрывают значительную часть этого диапазона (54–62 мас. % SiO_2), что отражает разную степень их гибридизации. Третья группа включений отличается резко пониженной щелочностью (сумма Na_2O+K_2O от 1.3 до 3.6 мас. %) и по составу отвечает кварцевым диоритам и тоналитам.

Микроэлементный состав меланократовых включений обнаруживает существенные отличия от вмещающих кварцевых сиенитов. На диаграммах соотношения индикаторных элементов-примесей (Rb, Ba, Nb, Sr) с кремнеземом они образуют неперекрывающиеся ареалы. Диоритоподобные включения третьей группы отличаются как от меланократовых включений, так и от вмещающих пород.

Распределения REE в породах Улекчинского массива и ММЕ в целом сходно и различается лишь в деталях. Характерны относительно высокие суммарные содержания REE (> 200 г/т $\sum$ REE), дефицит HREE относительно LREE ($La/Yb_{(n)}$=13–21), наличие отрицательной Eu аномалии. Включения отличаются несколько более высоким содержанием HREE, в частности Yb и Lu, по сравнению с вмещающими кварцевыми сиенитами и, соответственно, пониженной величиной $La/Yb_{(n)}$. Между включениями первого и второго типа резких отличий не выявлено.

Для выявления природы включений важное значение имеет изотопный возраст. Нами, с использованием локальных методов, были датированы цирконы из включений первого и второго типа. Включения имели сходную морфологию и сопоставимые размеры. Вмещающие кварцевые сиениты были сильно разрушены, поэтому включения удалось извлечь целиком. Это округлые образования, 30–40 см в поперечнике. Для выделения цирконов использовалась наиболее «свежая» внутренняя часть включений. Цирконы из включения первого типа датированы LA-ICP-MS методом (масс-спектрометр Element-XR) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). По 43 точкам (зернам) получено конкордантное значение изотопного возраста 310.6±1.9 млн лет, MSWD=0.67.

Датирование цирконов из включения второго типа проводилось в Центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG. Разброс полученных значений изотопного возраста по девяти определениям составил от 504 до 802 млн лет. Из этой совокупности четко выделяется кластер (4 точки) с конкордантным возрастом 793.7±10.1 млн лет, который и принят за время образования цирконов.

Таким образом, полученные изотопно-геохронологические данные опровергают распространенное мнение о том, что изотопные системы, в том числе U-Pb в цирконах, во включениях полностью переуравновешиваются за счет термического воздействия вмещающего салического расплава на включения. Этот эффект, безусловно, имеет место, о чем свидетельствует широкий

разброс значений при определении возраста, приведенный выше. Тем не менее в достаточно крупных включениях (0.3–0.5 м) остается возможность зафиксировать исходный возраст захваченной породы. Докембрийский возраст включения второго типа однозначно указывает на его ксеногенную природу – т.е. захват в твердом состоянии. При этом сама порода, судя по всему, имела магматическое происхождение.

Включение первого типа демонстрирует изотопный возраст цирконов, близкий ко времени становления Улекчинского плутона (≈300 млн лет). Учитывая характер распределения, морфологию, петрографические и минералого-геохимические особенности включений данного типа, мы считаем, что они являются результатом смешения магм (mingling), т.е. были захвачены в жидком или полужидком состоянии. Вместе с тем, разница в 10 млн лет требует объяснения. На наш взгляд, она может объясняться двумя причинами: недостаточной точностью определения либо тем, что включения были захвачены после того, как в них образовались цирконы, т.е. в не до конца раскристаллизованном состоянии. С учетом более высокой температуры кристаллизации включений, что следует как из их валового состава, так и из мелкозернистой структуры, это предположение представляется вполне вероятным. Важно подчеркнуть, что полученный возраст включения первого типа так или иначе фиксирует временную близость базитового и гранитоидного магматизма, что является важным аргументом в понимании природы позднепалеозойского гранитоидного магматизма Забайкалья.

Таким образом, из приведенных выше данных можно сделать следующий вывод: в гранитоидах Улекчинского массива присутствуют три типа магматических включений: а) ксенолиты древних магматических пород основного состава; б) исходно «базальтоидные» включения, представляющие собой продукт смешения магм; в) диорит-тоналитовые включения неясного происхождения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 15-45-04208, 15-35-20815).

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С ОКРУЖАЮЩИМИ КРАТОНАМИ

М.М. Буслов

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

В большинстве работ последних лет складчатые сооружения Центральной Азии охарактеризованы как аккреционно-коллизионные структуры, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов. Исходя из аналогии строения современных континентальных окраин и мезеозойско-кайнозойских складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, проводились попытки выделения маркирующих структурных единиц (островных дуг, офиолитовых сутур и высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны, выявить этапы и соотношения формирования складчатых сооружений относительно друг друга и окружающих Восточно-Европейского, Северо-Азиатского (Сибирского), Таримского и Северо-Китайскогго кратонов. В связи с этим складчатые зоны Урала («уралиды»), Тянь-Шаня и Алтае-Саяна, расположенные вблизи кратонов, рассмотрены как их окраинно-континентальные геодинамические комплексы, тогда как складчатые зоны Казахстана («казахстаниды») оказались изолированными от пространственной привязки к перечисленным выше кратонам.

Согласно работам **[1, 2]**, в истории Палеоазиатского океана существовала единая вендпалеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. Ассоциирущие с ними докембрийские микроконтиненты рассмотрены как отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов блоки континентальной коры кратонов. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов. Сложнодеформированная структура обозначена термином «алтаиды».

В работах **[3, 4]** на основе обобщения вышеприведенных публикаций и новых данных по тектоническому районированию Центральной Азии выделяются следующие главные структурные элементы:

1. Казахстанско-Байкальский составной континент (супертеррейн), фундамент которого сформирован в венде–кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахтанско-Тувино-Монгольской островной дугой привела к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма и в целом к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента («казахстанид»). В кембрии – раннем ордовике он был отделен от Сибирского континента океаническим бассейном, фрагменты которого наблюдаются в Чарышско-Теректинско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоне.

Начиная с раннего ордовика составной континент смещался в западном направлении относительно Сибирского континента, разделяющий их океанический бассейн субдуцировал под Казахстанско-Байкальский континент в ордовике–девоне. Субдукция океанической коры и последующая коллизия Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов в конечном итоге привели к формированию сутурно-сдвиговой зоны. С юга в ордовике – карбоне составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны. В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Казахстанско-Байкальский составной континент представлен в восточной части Урала, западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, в Казахстане, в южной части Алтае-Саян-

ской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и северной части Китая. Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны. От окраинно-континентальных комплексов западной части Сибирского континента составной континент отделен Чарышско-Теректинско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоной**.** Граница Казахстанско-Байкальского составного континента с Восточно-Европейским проходит по Главному Уральскому разлому.

2. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента. Они состоят из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины **[4]**. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены террейны вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий В окраинно-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе не Палеоазиатского, а другого океана, вероятно Палеопацифики. В современной структуре они приурочены к западной окраине Сибирского континента и представлены в северной части Алтае-Саянской горной области, восточной и центральной частях фундамента Западно-Сибирской плиты.

3. Средне-позднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты **[3–5]**. Вдоль сутурной зоны происходило взаимодействие по сдвиговой составляющей Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов с закрытием океанического бассейна с востока на запад. В позднем девоне – раннем карбоне континенты амальгамировали и создали единый Северо-Азиатский континент.

4. Разновозрастные группы сдвиговых террейнов, представленные фрагментами раннесреднепалеозойских окраинно-континентальных комплексов, оторванных из обрамления Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. Террейны разделены позднепалеозойскими сдвиговыми и сдвигово-надвиговыми зонами. Они чаще всего завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам.

Наиболее ярко проявлены сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонового и позднекарбоново-пермского возраста, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии **[4]**. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент был разделен на множество сдвиговых террейнов, венд-палеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки, в том числе крупные ороклинальные.

В результате коллизий окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанско-Байкальский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов, внутри которых сохранились фрагменты структур различного возраста. Они характеризуют аккреционно-коллизионные орогены («алтаиды»), сформированные в обстановках активных окраин, и коллизионные орогены, образование которых происходило в сложных взаимодействиях между коллидирующими континентальными массами, обусловленными сменой направлений конвергенции вмещающих их тектонических плит.

Главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов **[6]**, представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Один из них, плита Палеоазиатского океана, аналог современного Индо-Атлантического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических бассейнов в результате деструкции Родинии и Гондваны. В результате ее эволюции происходили процессы распада суперконтинентов и повторного объединения блоков в составе Казахстанско-Байкальского континента. Фундамент Казахстанско-Байкальского составного континента сформирован в венде–кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахтанско-Тувино-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию составного континента.

Другой сегмент, плита Палеопацифики, аналог современного Тихоокеанского сегмента Земли, характеризуется длительной тектономагматической эволюцией без участия континентальной коры и сложными процессами формирования материковых окраин. В результате ее эволюции созданы венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги широко представлены только фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий.

Позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги, связанные с коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, во многом нарушили первичные соотношения их окраин, современным аналогом которых является зона сочленения Юго-Восточной Азии с Австралией, где происходит взаимодействие Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

[1] *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.

[2] *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A. et al.* Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // Journal of the Geological Society. 2007. V. 164. P. 31–47.

[3] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.

[4] *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.

[5] *Волкова Н.И., Скляров Е.В.* Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 109–119.

[6] *Пущаровский Ю.М.* Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ АКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗВЕРЕВСКОГО БЛОКА СТАНОВОГО СТРУКТУРНОГО ШВА

И.В. Бучко, В.А. Заика*, А.А. Сорокин*, 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

Зверевский тектонический блок расположен в центральной части Станового структурного шва, который является гигантской зоной тектонического меланжа, отделяющей Алданский щит Сибирской платформы от Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он сложен главным образом метаосадочными и метавулканическими породами, которые рассматриваются в составе зверевской толщи алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса **[1]** или в составе зверевской серии **[2]**. Большинство исследователей считают, что протолиты метаморфических пород зверевской толщи имеют палеоархейский возраст **[2 и др.]**. Однако полученные на сегодняшний день Sm-Nd изотопно-геохимические данные показывают, что метаосадочные и метавулканические породы этой толщи характеризуются оценками Sm-Nd модельного возраста в интервале 2.9–3.0 млрд лет **[1, 3, 4]**. Это позволяет предполагать, что формирование протолитов метаморфических пород зверевской толщи произошло в неоархее или палеопротерозое. Для проверки этого предположения были проведены U-Th-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) акцессорных цирконов из метаосадочных пород зверевской толщи восточной части Зверевского блока Станового структурного шва.

Для U-Th-Pb геохронологических исследований (LA-ICP-MS) использована проба (И-841) гранат-биотитового гнейса зверевской толщи, отобранная в районе верхнего течения р. Могот. По химическому составу этот гнейс отвечает граувакковому алевролиту. Акцессорные цирконы выделены в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования цирконов выполнены в Геоаналитической лаборатории Университета штата Вашингтон (США) на ICP масс-спектрометре ELEMENT 2, оснащенном системой лазерной абляции (LA) New Wave YAG 213 nm, с предварительным изучением их внутреннего строения в режиме катодолюминесценции. Диаметр кратера не превышал 20 мкм. Значения отношений $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ постоянно контролировались в ходе измерений для исключения аномальных параметров, связанных с попаданием в область измерений неоднородных участков зерен, а также включений.

Изученные цирконы относятся к двум возрастным группам – около 1.9 и 2.5–2.7 млрд лет. К настоящему времени установлено, что осадочные и вулканические породы зверевской толщи испытали в палеопротерозое структурно-метаморфические преобразования, отвечающие по крайней мере двум эпизодам метаморфизма в условиях гранулитовой фации **[3]**. Возраст последнего из них составляет 1935±35 млн лет **[3]**. На этом основании можно полагать, что акцессорные цирконы палеопротерозойского возраста (1.9 млрд лет) из гранат-биотитового гнейса зверевской толщи (граувакковый алевролит) имеют метаморфическое происхождение. Соответственно в качестве детритовых мы в первом приближении можем рассматривать только цирконы с возрастом 2.5–2.7 млрд лет. С учетом результатов Sm-Nd изотопно-геохимических исследований, полученные геохронологические данные подтверждают представление о формировании протолитов метаосадочных пород зверевской толщи в неоархее или в палеопротерозое.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (проект № 14-27-00103).

[1] *Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.

[2] *Петрук Н.Н., Козлов С.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Масштаб 1:1000000. Лист N-51. Сковородино / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

[3] *Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д.* Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

[4] *Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И.* Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 1. С. 3–17.

ПОИСКИ НЕФТИ И ГАЗА НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – ДВИЖЕНИЕ ПО СПИРАЛИ

А.Г. Вахромеев, А.В. Поспеев, А.М. Станевич, Л.А. Барышев

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

Открытие крупнейшей зоны нефтегазоносности КЮТ **[1–4]** в древнейших, более 1 млрд лет, коллекторах рифея по сути своей стало главным аргументом для пересмотра парадигмы, основной концепции поисков новых залежей УВ на Сибирской платформе. Однако новые подходы «взяты на вооружение» далеко не в каждом регионе. Ученые-нефтяники на уровне НИИ, СибНедр и производственных организаций активно проработали новую парадигму, последовательно реализуя наиболее эффективные подходы в методологии поисков УВ в отложениях рифея для Красноярского края **[3–6, 9, 10]**. Сегодня на базе этих подходов выявлены новые перспективные территории и объекты. Практически одновременно эти новые подходы приняты к последовательному внедрению на рифейские бассейны Якутии.

Напротив, в Иркутской области последовательная серия открытий месторождений нефти и газа на севере на Непском своде привела полному свороту производственных работ ГРР в южных и юго-восточных районах Иркутского амфитеатра уже в 70-х годах прошлого века. Из трех основных нефтегазоносных формаций (рифея, венд-кембрия, кембрия) многие десятилетия основные объемы ГРР были сориентированы на венд-кембрий, в меньшей степени на карбонатный кембрий. Между тем, именно отсюда, с южных районов Иркутского амфитеатра, начато геологическое изучение нефтегазоносности Сибирской платформы **[11–13]**. Здесь, в области сочленения Ангаро-Ленской ступени и Присаянского, Прибайкальского перикратонных прогибов, получены первые притоки УВ (скв. Осинская 1, Парфеновская 1, Христофоровская 1) и в области передового Прибайкальского прогиба (скв. Иркутская 1). Иркутская область (сегодня уже и центр нефтегазодобычи, и нефтегазоперерабатывающий кластер) остается пока единственным регионом, который не внедрил новые подходы и идеи, не «переключился» на геологическое доизучение и поиски нефти и газа в рифейских отложениях, в рифейских бассейнах.

Возвращаясь к прогнозам и объектам поисков нефти и газа в рифее, вспомним работы А.А. Трофимука с соавторами **[1, 2]**. Рифейские потенциально нефтегазоносные бассейны Сибирской платформы классифицированы на внутренние, интракратонные; перикратонные в областях сочленения платформенных структур и краевых прогибов и передовые, граничные со складчатой областью. Из шести рифейских бассейнов, выделенных А.А. Трофимуком на юге Сибирской платформы, остановимся на Предпатомском, Предбайкальском и Присаянском краевых прогибах и областях их сочленения со смежными нефтегазоносными областями Сибирской платформы **[1, 6, 7, 10, 11–15]**. Перспективы обнаружения здесь промышленных скоплений УВ высказаны многими известными геологами-нефтяниками **[1, 4, 7, 10, 11]**. Тезис о том, что рифейские прогибы – основные источники нефти и газа в западной части Сибирской платформы **[8–10]**, справедлив и для прогибов юго-западного (Присаянский), юго-восточного (Прибайкальский), и восточного фаса платформы (Предпатом). К тому же значительные объемы ГРР, которые почти за полвека выполнены в центральных и северных районах Сибирской платформы, и бурное развитие научно-технического прогресса позволили наработать новые технологии ГРР, глубокого бурения **[1, 4, 6, 9]**. Поскольку краевые прогибы характеризуются полным набором признаков и критериев для обнаружения здесь залежей УВ, сегодня на опыте ГРР по КЮТ необходимо пересмотреть стратегию региональных работ по геологическому изучению на нефть и газ по южным районам Иркутского амфитеатра в пользу возобновления комплексных геофизических исследований по региональным профилям и параметрического бурения.

[1] *Трофимук А.А., Гришин М.П., Конторович А.Э и др.* Рифейские осадочные бассейны Восточно-Сибирской провинции и их нефтегазоносность // Доклады советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989.

[2] *Трофимук А.А., Золотов А.Н., Конторович А.Э. и др.* Критерии и перспективы нефтегазоносности верхнедокембрийских отложений // Нефтегазоносность и вопросы освоения месторождений нефти и газа Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. С. 11–21.

[3] *Конторович А.Э., Конторович А.А., Кринин В.А. и др.* Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления – важный обьект концентрации региональных и поисково-разведочных работ в верхнем протерозое нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 45–95.

[4] *Харахинов В.В., Шленкин С.И.* Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. М.: Научный мир, 2011. 420 с.

[5] *Харахинов В.В., Шленкин С.И., Зеренинов В.А. и др.* Новые подходы к созданию геологических моделей трещинных резервуаров в древних комплексах Восточной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2012. № 11. С. 90–97.

[6] Ефимов А.С., Смирнов М.Ю., Берилко Г.А., Смирнов Е.В., Карташов А.А., Мельников Н.В. Обобщение результатов анализа геологических и сейсмических данных в пределах Сибирской платформы по территории, обеспечивающей прирост запасов углеводородного сырья для нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан» // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2010. № 1. С. 12–32.

[7] *Постникова О.В.* Эволюция рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы и его нефтегазоносность: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М., 2009. 50 с.

[8] *Филипцов Ю.А., Старосельцев В.С.* Рифейские прогибы – основные источники нефти и газа в западной части Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 2009. № 6. С. 40–56.

[9] *Филипцов Ю.А.* Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2011. № 4 (8). С. 30–47.

[10] *Королюк И.К.* Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 156 с.

[11] *Самсонов В.В.* Иркутский нефтегазоносный бассейн. Иркутск: Восточно-Сибирское книжное изд-во, 1975. 198 с.

[12] *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

[13] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al.* A one-billion-year in the Precambrian history of the southern Siberian craton and the problem of the transproterozoic supercontinent // American Journal of Science. 2010. V. 310. P. 812–825.

[14] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Корнилова Т.А., Максимова Е.Н.* Минерализованная микробиота улунтуйской свиты неопротерозоя // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 1. С. 98–107.

[15] *Станевич А.М.* Корреляция позднепротерозойских толщ Байкало-Патомского региона // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: Материалы 1-й научно-практической конференции. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2014. С. 228–231.

НОВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА НЕЗАВИСИМОЙ ОТ СИБИРСКОГО КРАТОНА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В РАННЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ

В.А. Верниковский, **, Д.В. Метелкин*, **, А.Е. Верниковская*, **, Н.Ю. Матушкин*, **, А.Ю. Казанский***, П.И. Кадильников*, **, М. Вингейт****, А.Н. Ларионов******

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, VernikovskyVA@ipgg.sbras.ru, VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru, MatushkinNY@ipgg.sbras.ru
**Новосибирск, Новосибирский государственный университет, MetelkinDV@ipgg.sbras.ru, KadilnikovPI@ipgg.sbras.ru
***Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, kazansky_alex@ngs.ru
****Перт, Австралия, Геологическая служба Западной Австралии, mtw3@gmx.com
*****Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Alexander_Larionov@vsegei.ru

Реконструкция формирования структуры Енисейского кряжа имеет принципиальное значение для выполнения корректных палеогеодинамических реконструкций для Сибирского кратона и его обрамления в мезонеопротерозое. Предыдущими работами нами показано, что в строении Енисейского кряжа выделяются несколько террейнов разной геодинамической природы **[1, 2]**, причем формирование пород Центрально-Ангарского террейна, включая некоторые проявления гранитоидного магматизма, могло происходить далеко за пределами орогена. Для решения этого вопроса необходим анализ тектонического строения и внутренней структуры террейна, а также палеомагнитные данные о количественной оценке его кинематики в раннем неопротерозое **[3]**.

Доказано, что Центрально-Ангарский террейн тектонически совмещен с деформированной пассивной окраиной Сибирского палеоконтинента (Восточно-Ангарским террейном) вдоль Татарско-Ишимбинской шовной зоны **[1, 4]**, которая кроме четких геофизических признаков также содержит тектонические чешуи офиолитов Рыбинско-Панимбинского пояса. По метагабброидам из этих офиолитов опубликовано достаточно много $^{39}Ar/^{40}Ar$ изотопных данных **[3]**, указывающих на позднемезопротерозойский возраст их формирования и наложенных тектонотермальных событий, вероятно, связанных с аккрецией их к террейну. Таким образом, на западной окраине Сибирского кратона (в современных координатах) на рубеже мезо- и неопротерозоя существовал океан, а не складчатый пояс. Тектоническое строение Центрально-Ангарского террейна более сложное, по сравнению с относительно простой чешуйчато-надвиговой системой Восточно-Ангарского террейна, и имеет признаки нескольких этапов разнонаправленных деформаций **[3]**. Последние указывают, в том числе, и на левостороннюю сдвиговую компоненту, что подтверждает возможный косой характер коллизии террейна с Сибирским кратоном **[5]**. Образованные при коллизии гранитоидные комплексы (760–720 млн лет **[1, 2]**) закономерно локализованы исключительно в пределах Центрально-Ангарского террейна, вдоль шва и разломов северо-западного простирания, характеризуясь соответствующей ориентировкой удлинения массивов. Фиксируемое омоложение их возраста по простиранию орогена также может быть индикатором вращения блоков при коллизии **[3]**.

В отличие от них, массивы наиболее древних гранитоидов, выделяемых в тейский комплекс (883–864 млн лет) **[6]**, не имеют какой-либо закономерной ориентировки и часто несут признаки возможно многоэтапных складчатых и разрывных деформаций. Геохимические данные для гранитоидов Ерудинского массива **[3]** этого комплекса указывают на то, что эти породы являются продуктом континентальных коровых магматических источников, формирующихся в коллизионной обстановке. В Ерудинском массиве установлены плагиограниты, формирующие аплитовые дайки и проявляющие характеристики адакитов С-типа. Эти обогащенные калием адакиты являются продуктами магмы, образованной в основании континентальной коры, вследствие ее экстремального утолщения на заключительной стадии коллизионного про-

цесса. Такие породы установлены в Китае, и, как подтверждают экспериментальные данные **[7]**, они могли формироваться при высокотемпературном плавлении пород подобно тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации. Выполненные новые изотопно-геохронологические исследования методом SHRIMP II по цирконам из проб гранодиорита, кварцевого диорита, плагиогранита, лейкогранита и гранит-порфира Ерудинского массива позволили получить для них значения U-Pb возраста: 883±9, 867±8, 865±13, 861±10 и 880.0±6.5 млн лет соответственно **[3]**.

Положение палеомагнитного полюса для Ерудинских гранитоидов значимо отстоит от соответствующего ранненеопротерозойского интервала траектории кажущегося движения полюса Сибири. С учетом различных интерпретаций полярности древнего геомагнитного поля, минимальное различие в палеошироте между Центрально-Ангарским террейном и Сибирским кратоном могло составлять не менее 8.6°. Это вполне однозначно свидетельствует о том, что в момент тектонического события, обусловившего формирование гранитов тейского комплекса, Центрально-Ангарский террейн находился на расстоянии не менее тысячи километров от Сибири и выводы о каком-либо «гренвильском орогенезе» в пределах Енисейского кряжа, в западной окраине Сибирского палеоконтинента, не состоятельны.

Таким образом, комплексный анализ многочисленных доказательств и новых геоструктурных, петролого-геохимических, геохронологических и палеомагнитных данных позволяет уверенно утверждать, что Центрально-Ангарский террейн Енисейского кряжа в раннем неопротерозое имел независимую тектоническую историю на протяжении 100–120 млн лет (от 880 до 760 млн лет назад) до его коллизии с Сибирским палеоконтинентом. Полученные результаты не позволяют на примере этого террейна обсуждать «процессы гренвильского орогенеза» в западной окраине Сибирского кратона **[3]**.

[1] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.

[2] *Верниковский В.А., Верниковская А.Е.* Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 35–52.

[3] *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1 (в печати).

[4] *Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М.* Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 90–94.

[5] *Матушкин Н.Ю.* Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 16 с.

[6] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.* The 880–864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // Precambrian Research. 2007. V. 154. P. 175–191.

[7] *Xiao L., Clemens J.D.* Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // Lithos. 2007. V. 95, № 3–4. P. 399–414.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ – КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ АПАТИТА

Е.В. Ветров, М.М. Буслов*, И. Де Гравэ***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
vetrovggdnsu@yandex.ru, buslov@igm.nsc.ru
**Гент, Бельгия, Гентский университет, Johan.DeGrave@UGent.be

Трековый анализ апатита (apatite fission-track dating, AFT) применяется для реконструкции термальной истории пород верхних 3–5 км континентальной коры за временные интервалы от миллионов до сотен миллионов лет. Одна из областей использования AFT заключается в определении периодов тектонических событий, горообразования, скоростей и объемов денудации **[1–3]**.

Для пород территории Горного Алтая получено более 100 трековых датировок апатитов, по которым построено более 60 термальных моделей **[4–8]**. В этих работах установлена неоднородность неотектонического развития структур Горного Алтая, которая проявляется как в дифференциации значений трековых параметров, так и в изменении трендов термальных историй пород. В частности, отмечается роль активизации региональных позднепалеозойских разломных зон, которая проявляется в увеличении скоростей денудации и отражается в изменении термального тренда **[8]**.

Объектом исследования выбрана юго-восточная часть Горного Алтая, как наиболее изученная в структурном плане **[9, 10]**, в том числе и с помощью геоэлектрического метода **[11, 12]**, в геоморфологических особенностях **[9, 13]**, в геодинамическом развитии **[14–16]**, в стратиграфии межгорных впадин **[17, 18]**.

Региональное распределение трековых параметров (трекового возраста и средней трековой длины) для юго-восточной части Горного Алтая попадает в диапазон от 60 до 150 млн лет с концентрацией относительно более молодых возрастов в зоне Курайско-Чуйского прогиба и территории, уходящей на север к Телецкому грабену. Эта так называемая аномальная зона означает более позднее пересечение коровой изотермы 100 °С относительно прилегающих территорий и, следовательно, более позднее вертикальное поднятие. Динамика остывания территории неоднородна, однако выявляются общие закономерности. Наиболее быстрое охлаждение произошло во временном интервале с 95 до 75 млн лет и за последние 15 млн лет. Относительно стабильное положение палеоизотерм отмечается в интервале от 55 до 25 млн лет.

На территории Юго-Восточного Горного Алтая выделяются четыре этапа с различными показателями объемов (скоростей) денудации за последние 95 млн лет. Во время первого этапа (95–55 млн лет) наиболее мощной денудации была подвержена зона сочленения Чарышско-Теректинского и Курайского разломов. Показатели денудации для других участков территории незначительны.

Во время второго этапа (55–25 млн лет) вся территория Юго-Восточного Горного Алтая пребывала в стабильном тектоническом состоянии с минимальными объемами денудации. Третий этап в денудационной хронологии (25–15 млн лет) отличается от второго незначительно повышенными объемами денудации пород Курайско-Чулышманского блока на фоне общей тектонической стабильности. Последние 15 млн лет (четвертый этап) – активная реактивация разломных зон Юго-Восточного Горного Алтая с максимальными объемами денудации в зоне Курайско-Чуйского прогиба.

При термотектоническом моделировании учитываются только расчеты вертикальных движений, полученные по данным трекового датирования, однако используемый подход имеет большой потенциал в восстановлении эволюции рельефа на протяжении почти 100 млн лет. Построена серия палеотопографических карт, на которых можно отметить, что с 95 до 65 млн лет территория Юго-Восточного Алтая развивалась как выровненная поверхность с приподня-

тым северо-восточным участком (район Шапшальского хребта Западно-Саянского блока). Временной интервал 55–25 млн лет характеризуется равномерной денудацией территории и отсутствием каких-либо тектонических поднятий. За последние 15 млн лет произошла мощная денудация пород Южно-Алтайского и Западно-Санского блоков, в то время как Курайско-Чулышманский блок подвергся минимальной денудации пород. Современная орография юго-восточной части Горного Алтая была сформирована за последние 5 млн лет. В этот период времени были сформированы максимально высокие горные системы и межгорные впадины, в которых произошло накопление моласс бекенской и башкаусской свит, мощностью до 300 м (Девяткин, 1965; Зыкин, Казанский, 1995). В период 12–5 млн лет произошло накопление озерных отложений туерыкской и кызылгирской свит, суммарной мощностью до 200 м. Озерные отложения сохранились в Курайско-Чуйской впадине и, вероятно, распространялись гораздо шире. Судя по результатам термотектонического моделирования, отображенного на палеогеографических схемах, крупные озера существовали как в южной, так и в северной части региона.

Таким образом, на основе обобщения результатов трекового датирования апатитов и их корреляции со стратиграфическими, геоэлектрическими, тектоническими и геоморфологическими данными показано, что средняя региональная скорость денудации пород юго-восточной части Горного Алтая отражается в трех термотектонических событиях: 1) позднемеловой – раннепалеогеновой тектонической активизации со скоростью денудации около 200 м/млн лет, которая, возможно, связана с дальним воздействием Монголо-Охотской орогении; 2) среднепалеогеновой – ранненеогеновой стабилизации с формированием поверхности выравнивания; 3) неоген-четвертичной тектонической активизации «ступенчатого» характера со скоростью денудации до 270 м/млн лет, которая отражает результат дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии. На анализе цифровой и теневой моделей рельефа и данных трекового датирования апатитов представлены результаты изучения эволюции тектонических процессов и рельефа исследуемого региона за последние 100 млн лет.

Построена серия палеотопографических карт юго-восточной части Горного Алтая, на которых показано, что 1) с 95 до 65 млн лет территория развивалась как выровненная поверхность с приподнятым северо-восточным участком (район Шапшальского хребта Западно-Саянского блока); 2) временной интервал 55–25 млн лет характеризуется равномерной денудацией территории и отсутствием каких-либо тектонических поднятий; 3) за последние 15 млн лет произошла мощная денудация пород в южной (Южно-Алтайский блок) и северо-западной (Западно-Саянский блок) частях, в то время как центральная часть (Курайско-Чулышманский блок) подверглась минимальной денудации пород; 4) за последние 5 млн лет были сформированы максимально высокие горные системы и межгорные впадины.

[1] *Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Brown R.W., Gallagher K., Lorencak M., Noble W.P.* Vizualizing thermotectonic and denudation histories using apatite fission-track thermochronology // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2005. V. 58. P. 527–565.

[2] *Gleadow A.J.W., Brown R.W.* Fission track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics // Geomorphology and Global Tectonics. New York: Wiley, 2000. P. 57–75.

[3] *Farley K.A.* (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2002. V. 47. P. 819–844.

[4] *De Grave J., Van den Haute P.* Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. V. 349. P. 145–159.

[5] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B.* Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basin systems in the southern Siberian Altai Mountains by apatite fission track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 2–9.

[6] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.* Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 188–204.

[7] *De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S.* Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulysman Plateau, Siberian Altai Region // Radiation Measurements. 2008. V. 43. P. 38–42.

[8] *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P.* Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012. V. 544–545. P. 75–92.

[9] *Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С. Дельво Д.* Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1720–1734.

[10] *Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А.* Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 31–51.

[11] *Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М.* Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 119–132.

[12] *Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В.* Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 120–139.

[13] *Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф.* Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 64–74.

[14] *Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.* Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 5–19.

[15] *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.

[16] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1628.

[17] *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с. (Труды ГИН, вып. 126).

[18] *Зыкин В.С., Казанский А.Ю.* Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 75–90.

СИБИРСКИЙ КРАТОН В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ – ОТ ТЕРРЕЙНОВ ДО СУПЕРКОНТИНЕНТА – ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ЭВОЛЮЦИИ

В.Ю. Водовозов, **, А.Р. Зверев*, **, А.Б. Котов***, А.М. Ларин****

*Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
**Москва, Геологический институт РАН, vodo7474@yandex.ru
***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Образование Сибирского кратона в раннем протерозое являлось, вероятно, отражением глобального процесса становления раннепротерозойского суперконтинента Колумбия. Изучение палеомагнетизма геологических комплексов крупных кратонных блоков является отправной точкой практически всех современных гипотез суперконтинентов, так как только палеомагнитные данные позволяют количественно охарактеризовать крупномасштабные перемещения тектонических блоков и протестировать различные конфигурации гипотетических суперконтинентов. В работе представлены палеомагнитные определения, полученные нами в последние годы по раннепротерозойским образованиям Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса и Алданской провинции, которые могут быть использованы для изучения становления Сибирского кратона в раннем протерозое – от отдельных террейнов до суперконтинента.

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс

Ранее были получены надежные палеомагнитные определения по породам этого пояса – чайской свите и базитовым дайкам чайского (могольского) комплекса реки Чая. В долине реки Миня, прорезающей хребет Акиткан, были отобраны и изучены коллекции образцов вулканитов и осадочных пород чайской и хибеленской свит. Выделены две высокотемпературных компоненты, которые образуют статистически различающиеся кластеры (таблица). Первая компонента (ht1) практически совпадает с направлениями в чайской свите реки Чаи (возраст ее определен как 1863±9 млн лет **[3]**), удаленной от Мини примерно на 160 км. Тест складки для компоненты ht1 положительный. По породам, содержащим эту компоненту, была получена датировка изотопного возраста U/Pb изохронным методом по цирконам – 1879±15 млн лет, что хорошо согласуется с возрастом чайской свиты реки Чаи. Вторая компонента (ht2) гораздо чаще встречается в образцах вулканитов и имеет биполярное распределение, тест обращения положительный, тест складки неопределенный. Тела с преимущественным содержанием компоненты ht2 тяготеют к ареалу Миньского палеовулкана, по **[1]**. Полюс, рассчитанный по компоненте ht2, ложится на раннепротерозойскую ТКПМ Сибири к востоку от самых древних полюсов, т.е. в сторону их омоложения. Он попадает также в область раннепалеозойских полюсов Сибири, что может свидетельствовать о вероятном раннепалеозойском перемагничивании в результате тектонических процессов, характерных для юга Сибири. Но, на наш взгляд, подобную картину можно объяснить двумя фазами образования чайской свиты реки Мини. Первая фаза отвечает времени накопления чайской свиты, т.е. примерно 1863–1873 млн лет, вторая фаза связана с внедрением наиболее молодых вулканитов Миньского палеовулкана и отвечает времени примерно 1823 млн лет **[6]**.

Олекминский блок Алданской провинции

Все полюсы получены по раннепротерозойским образованиям с надежно определенными изотопными возрастами и геодинамической позицией. Объектами служили массивы гранитов кодарского комплекса, по которым получены изотопные датировки U/Pb методом по цирконам – 1873±3 и 1877±4 млн лет **[5]**, габброиды чинейского комплекса с возрастом 1867±3 млн лет **[8]** и диабазы куранахского комплекса с изотопным возрастом 1863±9 млн лет [**7**].

В четырех изученных массивах гранитов кодарского комплекса нашлись породы, пригодные для получения палеомагнитного определения. Первичность выделенных высокотемпературных компонент подтверждается положительными тестами обращения и совпадением направлений в удаленных телах. Для Ат-Бастахского, Ханинского, Кеменского и Кодарского

Высокотемпературные компоненты ЕОН раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

№ пп	Формация	Возраст, млн лет	Тест	Среднее направление				Полюс			φ,°
				D,°	I,°	k	α_{95},°	Ф,°	Λ,°	dp/dm,°	
Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, хребет Акиткан											
1	Акитканская серия, *(компонента ht1)*	1879±15	F	193.1	16.3	69.4	5.5	–24.3	94.3	2.9/5.7	8
2	Акитканская серия, *(компонента ht2)*	~1823	R	153.9	14.2	24.5	18.9	–22.8	136.8	9.9/19.3	7
Олёкминский блок, хребет Удокан											
3	Чинейский комплекс	1867±3		29.8	–19.3	21.0	8.9	–19.1	87.4	4.8/9.3	10
4	Кодарский комплекс	1873±3 1877±4	R	14.3	–7.5	113.3	8.7	–28.4	101.3	4.4/8.8	4
5	Куранахский комплекс	1863±9		198.2	14.8	92.2	12.9	–23.7	101.1	6.8/13.2	8
	Средний полюс (3-5)	**~1870**						**–23.9** **–25.3***	**96.5** **124.0***	**13.3**	

* – полюс повернут вокруг полюса вращения 62° сш, 117° вд на угол +25°, согласно **[8]**.

массивов получены средние направления ЕОН, вычислен средний палеомагнитный полюс (таблица).

Образцы габброидов Чинейского массива были отобраны в центральной части из пород 3-й фазы (габбро-норитовой) и из одной дайки чинейского комплекса вблизи массива. Почти все они характеризуются сильным магнитным сигналом и схожим поведением ЕОН в процессе чистки. Выделенные высокотемпературные характеристические компоненты на стереограмме образуют кластер (таблица) в северо-восточном румбе, есть также несколько образцов с антиподальными высокотемпературными компонентами. Примечательно, что средняя компонента практически совпадает с компонентой ЕОН, выделенной К.М. Константиновым **[4]** в Главной Удоканской дайке (также чинейского комплекса), удаленной от Чинейского массива примерно на 15–20 км.

Диабазы куранахского комплекса, отобранные в четырех интрузивных телах по периферии Нижнеханинской синклинали, несмотря на худшую палеомагнитную запись, дали сходный результат. Здесь выделены высокотемпературные компоненты ЕОН, антиподальные чинейскому и кодарскому комплексам. Впрочем, необходимо отметить, что во всех трех формациях присутствуют образцы двух полярностей.

Все результаты – средние направления и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы – сведены в таблицу. Хорошо видно, что практически одновременные полюсы Забайкалья близки друг к другу, они перекрываются овалами доверия, что позволяет говорить о становлении жесткой структуры этой части кратона по крайней мере с 1870 млн лет. Для сравнения с полюсами других тектонических блоков юга кратона мы осреднили полученные забайкальские определения и ввели поправку за счет раскрытия Вилюйского рифта, согласно гипотезе **[12]**. Для сравнения использованы полюсы акитканской серии из настоящей работы и выборка **[9]**. Средний полюс Забайкалья при введении поправки смещается в сторону более молодых определений; помимо более молодого возраста намагниченности по сравнению с возрастом пород, это может свидетельствовать о повороте Олекминского блока (или всей Алданской провинции) относительно Акитканского пояса (или всей Ангаро-Анабарской провинции) в раннем протерозое, т.е. более позднем времени становления фундамента Сибирского кратона. В статье **[2]** это было показано на примере раннепротерозойских образований Улканского прогиба. Если не производить корректировку за счет раскрытия Вилюйского рифта, этот полюс ложится в самое начало палеопротерозойской кривой и очень близок определению по акитканской серии (компонента ht1), что позволяет несколько усомниться в гипотезе **[12]** о развороте, по крайней мере, этого блока фундамента Сибирского кратона в результате раскрытия в палеозое Вилюйского рифта. Полученные определения можно использовать для уточнения имеющейся модели **[2]** раннепротерозойской ТКМП Сибири, имеющей петлеобразный характер. Подобный облик

имеет и ТКМП Лаврентии, построенная по выборке **[13]** с добавлением полюсов **[10, 11]**, что позволяет сделать вывод о совместном передвижении Сибири и Лаврентии в составе единой жесткой плиты, вероятно ядра суперконтинента Колумбия. Совмещаться при этом они могли только южной окраиной Сибири и северным краем Лаврентии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 13-05-01138 и 13-05-12075).

[1] *Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н.* Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса. Иркутск: ИГУ, 2005. 184 с.

[2] *Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В.* Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 31–53.

[3] *Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Диденко А.Н., Кирнозова Т.И., Водовозов В.Ю., Станевич А.М.* Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 9. С. 916–920.

[4] *Константинов К.М., Крайнов М.А., Константинов И.К.* Результаты палеомагнитных исследований структурно-вещественных комплексов месторождения Удокан (Северное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 121–123.

[5] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.

[6] *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др.* Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 1. С. 182–186.

[7] *Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.* Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // ДАН. 2012. Т. 442, № 3. С. 365–368.

[8] *Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М.* Возраст и тектоническое положение чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424, № 4. С. 517–521.

[9] *Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Peskov A.Y., Guryanov V.A., Kosynkin A.V.* Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in Late Paleoproterozoic – Early Mesoproterozoic times // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 58–77.

[10] *Hamilton M.A., Buchan K.L.* U–Pb geochronology of the Western Channel Diabase, northwestern Laurentia: Implications for a large 1.59 Ga magmatic province, Laurentia's APWP and paleocontinental reconstructions of Laurentia, Baltica and Gawler craton of southern Australia // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 463–473.

[11] *Irving E., Baker J., Hamilton M., Wynne P.J.* Early Proterozoic geomagnetic field in western Laurentia: implications for paleolatitudes, local rotations and stratigraphy // Precambrian Research. 2004. V. 129. P. 251–270.

[12] *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.

[13] *Pesonen L.J., Elming S.-Å., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289–324.

UHT МЕТАМОРФИЗМ ГРАНУЛИТОВ МЫСА КАЛТЫГЕЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Н.И. Волкова, **, А.С. Мехоношин***, Е.И. Михеев*, В.В. Хлестов*, ****, А.Г. Владимиров*, **, ****, А.В. Травин*, ***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, nvolkova@igm.nsc.ru
**Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru
***Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru
****Новосибирск, Новосибирский государственный университет, vladimir@ugm.nsc.ru

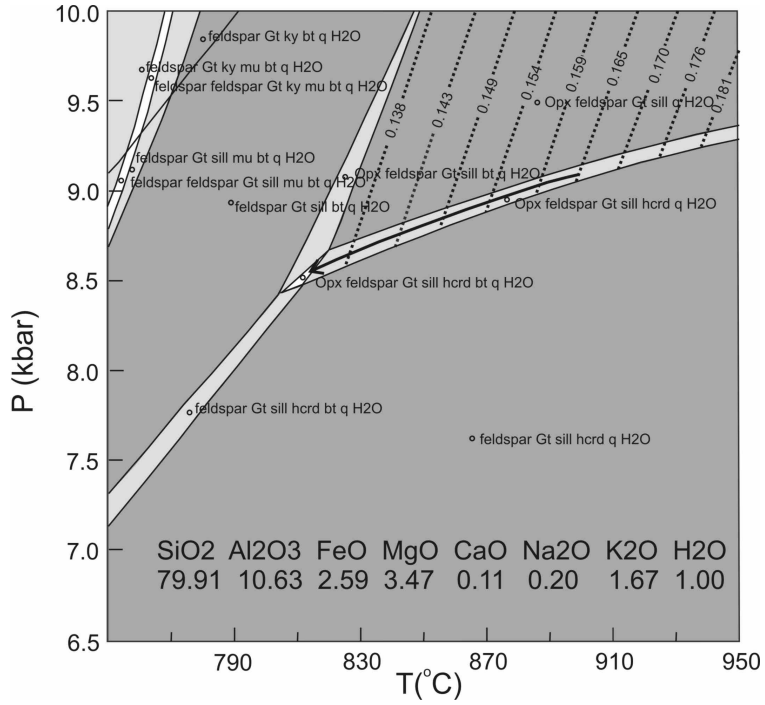
Представление об ультравысокотемпературном (UHT) метаморфизме возникло в конце прошлого века и принято геологической общественностью после работы С.Л. Харли **[1]**, который обобщил данные по гранулитовым комплексам мира и показал, что многие из них формировались при температурах пика метаморфизма, превышающих 900 °С, на глубине 25–40 км. Наиболее распространенными минеральными ассоциациями, по которым диагностируется UHT метаморфизм, являются **[1–4]**: сапфирин + кварц, ортопироксен + силлиманит + кварц, осумилит, шпинель + кварц, которые образуются в богатых Al и Mg метапелитах. Индикаторами UHT метаморфизма служат также мезопертитовый полевой шпат, алюмо-ортопироксен и высокие содержания Zr в рутиле **[4]**.

Ортопироксен-силлиманит-кварцевые ассоциации были обнаружены нами в гранулитах мыса Калтыгей на западном берегу оз. Байкал (между пос. Онгурен и р. Зундук). Несмотря на то, что гранулиты Калтыгея известны уже давно, а цирконы из них уже неоднократно продатированы U-Pb изотопным методом **[5–8]**, детальных исследований минеральных парагенезисов этих пород, определения P-T условий метаморфизма до сих пор не проводилось. В этой работе мы попытались восполнить данный пробел, а также путем построения псевдосекций реконструировать ретроградный участок P–T пути для высокотемпературных гранулитов Калтыгея, которые представляют собой породы кристаллического фундамента Сибирского кратона и имеют возраст ~1.89–1.88 млрд лет **[5–8]**.

Мыс Калтыгей сложен перемежающимися пачками основных (SiO_2=52.4–55.3 мас. %) и кислых гранулитов (SiO_2>70 мас. %), прорванных маломощными гранитными жилами и долеритовой дайкой. *Opx-Sil-Qtz* парагенезисы (*Grt+Opx+Crd+Fsp+Sil+Qtz*; *Opx+Crd+*Pl_{43-45}*+Sil+Qtz*) были установлены в кислых гранулитах, причем только в породах с высокой магнезиальностью (Mg#>0.55). Структурные взаимоотношения *Opx* и *Sil* свидетельствуют о их одновременной кристаллизации. Содержание Al в ортопироксене варьируется от 8.0 до 4.9–5.2 ф.е. и уменьшается от центра к краю зерен минерала, Mg#=59–66. Ангедральный незональный пироп-альмандиновый гранат (Mg#=37–41) содержит мало спессартина (0.2–1.0 %) и гроссуляра (1.0–2.0 %). Магнезиальный (Mg#=79–88) кордиерит часто окружает *Opx+Sil+Qtz* парагенезисы. Мезопертитовый K-Na полевой шпат содержит ламели олигоклаза, что свидетельствует о распаде тройного полевого шпата, характерного только для UHT гранулитовых комплексов **[3–4]**. Породы содержат агрегаты мелкочешуйчатого биотита (TiO_2=3.6–0.9 мас. %, Mg#=74–86), замещающего кордиерит в условиях амфиболитовой фации. Акцессорные минералы: циркон, гематит, ильменит, турмалин, сфен, монацит.

Основные гранулиты обычно не содержат *Opx+Sil+Qtz* парагенезисы и представлены следующими ассоциациями: *Grt+Crd+Bt+Pl+Kfs+Sil+Qtz*(*+Sp*), *Crd+Kfs+Bt+Sil+Qtz*. Следует отметить, что зеленая шпинель встречается только в виде включений в гранате и нигде не контактирует с кварцем. Вторичные изменения выражены в развитии сине-зеленой роговой обманки и эпидота.

Главные проблемы в определении пика P–T условий для пород гранулитовой фации связаны с тем, что высокие скорости внутризерновой и межзерновой диффузии для большинства катионов приводят к установлению новых равновесий на начальных стадиях остывания. Следствием этого является то, что (1) геотермометры и геобарометры, используемые для гранулитов, обычно дают заниженные оценки ***P-T*** условий, которые достигаются на регрессивном



P-T псевдосекция, рассчитанная для кислого гранулита с мыса Калтыгей. Для определения пика и эволюции метаморфических условий использованы также изоплеты содержаний Al в ортопироксене – y(Al)=Si+Al-2. Стрелкой показан тренд изменения P-T условий вплоть до развития позднего биотита.

этапе метаморфизма; (2) гомогенизация минеральных зерен уничтожает зональность. Таким образом, информация о пике метаморфизма практически не сохраняется в составе Fe-Mg минералов, пока между ними осуществляются обменные реакции.

Более мощным альтернативным подходом к определению экстремальных условий пика UHT метаморфизма является метод псевдосекций, основанный на минимизации энергии Гиббса, который представляет собой графическое средство, позволяющее на основе химического состава породы получить информацию о минеральных ассоциациях при определенных P-T условиях. Метод псевдосекций (программный комплекс PERPLE_X **[9])** в сочетании с термобарометрией Al-в-ортопироксене позволил нам определить ретроградные участки P-T трендов для кислых гранулитов Калтыгея (рисунок). Нижний предел P-T условий пика метаморфизма оценивается в 900 °C и 9 кбар, а ретроградный участок пути можно определить как субизобарическое остывание (IBC).

Формирование гранулитов Калтыгея с IBC-трендом эволюции может быть обусловлено разогревом при поступлении мантийных магм (magmatic underplating) вдоль континентальной окраины и последующим остыванием до достижения нормальной коровой температуры в период постколлизионного растяжения. Отметим, что возраст метаморфизма (1.89–1.88 млрд лет) гранулитов Калтыгея **[5–8]** близок к возрасту завершения основных коллизионных и постколлизионных событий, произошедших в докембрии по периферии Сибирского кратона, что привело к формированию многочисленных массивов габброидов и гранитоидов, в том числе гранитов приморского комплекса **[10–12]**.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-05-08843, 14-05-00747) и ОНЗ 10.3.

[1] *Harley S.L.* On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism // What drives metamorphism and metamorphic relations? Geological Society, London, Special Publication. 1998. V. 138. P. 81–107.

[2] *Harley S.L.* Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism // Journal of Metamorphic Geology. 2008. V. 26. P. 125–154.

[3] *Kelsey D.E.* On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // Gondwana Research. 2008. V. 13. P. 1–29.

[4] *Kelsey D.E., Hand M.* On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6, № 3. P. 311–356.

[5] *Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И.* Определения возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 154–164.

[6] *Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И.* U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.

[7] *Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б.* Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // ДАН. 1995. Т. 344, № 1. С. 96–100.

[8] *Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. 2005. V. 136. P. 353–368.

[9] *Connolly J.A.D.* Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 524–541.

[10] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.* Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.

[11] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У.* Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: Обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28–41.

[12] *Мехоношин А.С., Эрнст Р., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Седерлунд У.* Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2015 (в печати).

ОРДОВИКСКИЕ ПАЛЕОВУЛКАНЫ В ОБРАМЛЕНИИ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ

А.А. Воронцов, **, О.Ю. Перфилова****

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
**Иркутск, Иркутский государственный университет
***Красноярск, Сибирский федеральный университет

Наряду с гранитоидными **[1–3]** и щелочно-основными **[4]** плутоническими комплексами на постаккреционной стадии формирования геологических структур Алтае-Саянской складчатой области проявился умеренно-щелочной дифференцированный вулканизм, связанный с формированием девонских рифтогенных структур, наиболее крупной из которых является Минусинский прогиб **[5],** и одиночных ордовикских палеовулканов **[6, 7]** в его обрамлении. Палеовулканы распространены среди геологических комплексов салаирид и сложены вулканическими и субвулканическими породами. В соответствующих ассоциациях участвуют вулканиты широкого диапазона составов по кремнекислотности, которые по своим петрографическим характеристикам и содержанию породообразующих окислов нередко схожи с продуктами девонского вулканизма Минусинского прогиба. Подобное сходство поднимает ряд вопросов, касающихся установления геохимической и изотопной специфики ордовикских и девонских вулканических пород, эволюции состава их источников во времени и геодинамических механизмов магмообразования. Для решения этих вопросов в своих исследованиях мы поставили задачу охарактеризовать ордовикскую базальт-андезибазальт-трахит-трахидацит-сиенитовую ассоциацию Катюшкинского и Кошкулакского палеовулканов.

Катюшкинский палеовулкан сохранился на правобережье р. Сон к востоку от дер. Катюшкино и занимает площадь около 17 км^2. Конус вулкана в значительной степени эродирован, и его останцы сохранились лишь в виде дугообразных хребтов высотой в первые сотни метров. В пределах этих хребтов вулканическая толща (общая мощность 225 м) имеет пологое (5–10°) периклинальное падение. Состав нижней части разреза толщи определяют базальты и андезибазальты, выше начинают преобладать трахиандезиты и трахидациты. Жерловая часть, выраженная в современном рельефе в виде котловины 2.5×1.0 км, заполненной рыхлыми четвертичными отложениями, по данным бурения сложена туфолавами, эксплозивными брекчиями и агломератовыми туфами преимущественно трахит-трахидацитового состава. Субвулканические тела имеют ограниченное распространение и представлены дайками (протяженность – от нескольких метров до нескольких сотен метров) долеритов и микросиенитов, которые чаще всего выполняют радиальные трещины, а также пластовым телом сиенит-порфиров. Возраст последних определен U-Pb методом по цирконам и соответствует 475.6±1.8 млн лет. Датирование выполнено в Гонконгском университете методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Plasma HR MC-ICP-MS.

Кошкулакский палеовулкан расположен в 15 км к западу от п. Шира и, в отличие от Катюшкинского, сохранился хуже. Его очертания имеют кольцевую форму и контролируются расположением вершин гор Б. и М. Кошкулак, на юго-западных склонах которых сохранились фрагменты дифференцированной вулканической толщи, с размывом налегающей на кембрийские отложения. В основании разреза толщи (общая мощность 440 м) преобладают базальты, андезибазальты и их туфы. Выше они сменяются трахиандезитами. Завершают разрез порфировые трахиты с флюидальной текстурой. Вулканиты прорваны редкими крутопадающими телами, сложенными эксплозивными брекчиями, микросиенитами и сиенит-порфирами. На северо-восточных флангах палеовулкана эффузивы отсутствуют, а на дневную поверхность выведены гипабиссальные сиениты и граносиениты, слагающие серию массивов, наиболее крупным из которых является Колоджульский (около 13 км^2). Возраст формирования магматической ассоциации палеовулкана оценивался на основе Rb-Sr и K-Ar методов датирования и отвечает интервалу 464–446 млн лет **[6]**.

В соответствии с TAS классификацией среди магматических пород палеовулканов выделяются следующие группы пород: 1) базальты, долериты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, 2) трахиандезиты, 3) трахиты и сиениты, 4) трахидациты. Группы пород основного и среднего состава по соотношению щелочных оксидов отвечают натриевой ($Na_2O/K_2O>4$) и калиево-натриевой ($4>Na_2O/K_2O>1$) сериям. В базитах с содержанием кремнекислоты 47–55 мас. % суммарная щелочность меняется в пределах 3.9–9.0 мас. %, TiO_2 не превышает 1.6 мас. %. Все они соответствуют натриевой ($Na_2O/K_2O>4$) и калиево-натриевой ($4>Na_2O/K_2O>1$) субщелочным сериям. Среди них в равной степени распространены порфировые и афировые разновидности. Вкрапленники представлены оливином, низкотитанистым авгитом и плагиоклазом (An_{50-70}). Основная масса характеризуется гиалопилитовой, реже витрофировой структурой и сложена девитрифицированным стеклом, в котором различимы микролиты клинопироксена, плагиоклаза, магнетита и игольчатый апатит. Породы, как правило, изменены. Плагиоклаз соссюритизируется, авгит замещается минералами группы хлорита, по оливину развиваются серпентин, тальк, хлорит и вторичный магнетит. Нередко визуально заметны хлоритизация и эпидотизация основной массы, в результате чего серый цвет пород изменяется до грязно-зеленого с фисташковым оттенком. Все базиты близки к составу внутриплитовых субщелочных базальтов типа OIB. Однако по сравнению с OIB они обогащены Ba, Sr, Pb, тяжелыми редкоземельными элементами относительно легких и обеднены высокозарядными элементами Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, что, возможно, обусловлено образованием первичных расплавов при участии водного флюида. На диаграмме $\varepsilon Sr(T)$–$\varepsilon Nd(T)$ точки составов базитов расположены во втором квадранте, отклоняясь от линии мантийной корреляции. Подобное отклонение указывает на добавление в источники расплавов с характеристиками умеренно-деплетированного мантийного субстрата типа PREMA дополнительного компонента с высоким содержанием Sr, повышенной величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низкими содержаниями РЗЭ.

Материалы по истории развития Алтае-Саянской складчатой области, накопленные в последние два десятилетия и обобщенные в ряде публикаций, например **[2, 8]**, позволили установить, что в раннем-среднем палеозое эта область была вовлечена в аккреционные и коллизионные процессы. Они сопровождались причленением островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов и микроконтинентов к юго-западному обрамлению Сибирского кратона и наращиванием континентальной литосферы с востока на запад. При этом особенностью девонского магматического этапа является то, что наряду с ассоциациями, типичными для континентальных рифтов, в это время образовывались вулканиты, имеющие геохимические черты магматических пород конвергентных границ. Ранее **[5, 9]** мы эти особенности объясняли с позиций проявления плюмовой активности в пределах активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента. Подобная обстановка должна была привести к вовлечению в магмообразование мантии, которая подверглась переработке в ходе субдукционных процессов. Прежде всего, об этом свидетельствует высокая щелочность базитов, высокие содержания всех литофильных элементов, отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti, менее выраженные минимумы Rb, Th, Zr, Hf, избирательное обогащение Pb и Ba, Sr, слабая дифференциация REE ($7<(La/Yb)_N<17$) и отклонение их изотопных составов от линии мантийной корреляции. Аналогичные характеристики прослеживаются и для ордовикских базитов, что указывает на однотипные механизмы формирования магматических источников в ордовике и девоне.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00014, 13-05-12026-офи).

[1] *Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И.* Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.

[2] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

[3] *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 153–185.

[4] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиерес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А.* Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 11. С. 1598–1614.

[5] *Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В.* Девонский вулканизм Минусинской котловины

Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 9. С. 1283–1313.

[6] *Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д.* Ордовикская вулкано-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.

[7] *Перфилова О.Ю., Михайленко В.В., Коптев И.И., Сидорас С.Д.* Кошкулакский эталон ордовикской вулкано-плутонической ассоциации (Кузнецкий Алатау). Красноярск: КНИИГИМС, 1999. 159 с.

[8] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

[9] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П.* Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 621–634.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ, ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

В.В. Врублевский, С.И. Коноваленко

Томск, Томский государственный университет, vasvr@yandex.ru

Согласно геодинамическим моделям, герцинское покровно-складчатое сооружение Южного Тянь-Шаня сформировалось в результате закрытия Туркестанского палеоокеана и представляет собой крупный коллизионный ороген в составе Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) **[1, 2]**. В геологическом строении Южного Тянь-Шаня преобладают карбонатные, терригенно-карбонатные отложения шельфа, континентального склона и подводных гор. В меньшей степени распространены породы офиолитовой ассоциации, внутриплитные и островодужные вулканиты, метаморфические породы. Среди плутонических образований, наряду с раннепалеозойскими габброидами, диоритами и плагиогранитами, широко развиты пермские габбро-монцонит-сиенитовые и гранитоидные комплексы **[2, 3]**. Проявления более позднего пермо-триасового щелочного магматизма, в том числе и карбонатиты, характерны главным образом для Туркестано-Алайского тектонического блока в западной части Южного Тянь-Шаня **[4–7]**. Распространенная здесь ассоциация K-Na щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов представлена двумя пространственно разобщенными группами плутонов **[5]**. В небольших интрузиях «северной» субпровинции доминируют щелочные и нефелиновые сиениты (зардалекский комплекс). Более крупные массивы «южной» субпровинции образуют необычный парагенезис щелочных кварцевых и нефелиновых сиенитов с щелочными гранитами и карбонатитами (матчайский комплекс). По результатам изотопного датирования их образование происходило преимущественно в интервале ~ 200–220 млн лет назад.

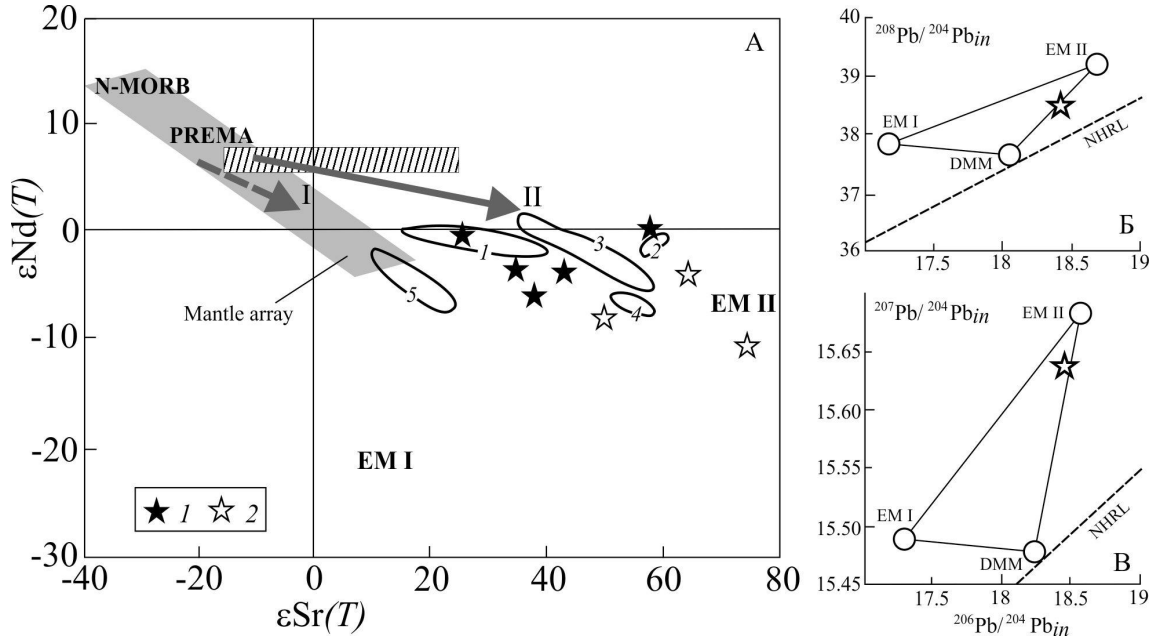
Нами изучен изотопный состав щелочных пород и карбонатитов Зардалекского (~13 км^2) и Матчайского (~30 км^2) интрузивных массивов, которые считаются петротипными для магматических комплексов Туркестано-Алая (таблица).

Вариации изотопного состава неодима в щелочных габброидах, нефелиновых сиенитах и карбонатитах Зардалекского и Матчайского плутонов ($\varepsilon Nd_T \sim 0\ldots{-}11$) могут свидетельствовать о заметном вовлечении в магмогенез материала обогащенной литосферной мантии (рисунок).

Изотопный состав щелочных пород и карбонатитов Туркестано-Алая

Порода, № образца	$^{143}Nd/^{144}Nd$, ±2σ	εNd_T	$^{87}Sr/^{86}Sr$, ±2σ	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$	εSr_T	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
Зардалекский массив						
Щелочное габбро, 1	0.512537 ± 12	0.1	0.70855 ± 18	0.70833	57.9	9.8
Щелочное габбро, 3	0.512208 ± 14	–6.3	0.70706 ± 17	0.70691	37.9	9.2
Нефелиновый сиенит, 5	0.512277 ± 8	–3.1	0.70740 ± 15	0.70669	34.7	12.0
Нефелиновый сиенит, 9	0.512239 ± 13	–3.4	0.70824 ± 16	0.70724	42.6	12.4
Нефелиновый сиенит, 10	0.512507 ± 19	–0.3	0.70705 ± 18	0.70601	25.1	9.4
Матчайский массив						
Карбонатит, 1084	0.512092 ± 4	–8.3	0.70780 ± 11	0.70772	49.3	18.6
Карбонатит, 1085	0.512332 ± 14	–4.1	0.70882 ± 18	0.70876	64.1	18.0
Карбонатит, 12-5	0.511966 ± 14	–10.8	0.71008 ± 14	0.70947	74.3	20.3

Примечание. Изотопный Sm–Nd и Rb–Sr анализ выполнен на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и МИ 1201–Т (ГИН КНЦ РАН, г. Апатиты). Отношение $\delta^{18}O$ (±0.2 ‰) измерено методом лазерной абляции на масс-спектрометре Finnigan MAT–253 (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Первичные изотопные отношения, εNd, εSr рассчитаны на возраст 220 млн лет (современный CHUR $^{143}Nd/^{144}Nd$=0.512638; $^{147}Sm/^{144}Nd$=0.1967; UR $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7045; $^{87}Rb/^{86}Sr$=0.0827).



Изотопный состав магматических комплексов субщелочных, щелочных пород и карбонатитов в западной части ЦАПП. *А* – диаграмма εNd–εSr: звездочки *1–2* – щелочное габбро и нефелиновые сиениты Зардалекского массива (*1*), карбонатиты (*2*) Матчайского массива. Оцифрованными контурами обозначены составы комплексов щелочных пород и карбонатитов: 1–2 – Южной Монголии (1 – Мушугай-Худук, 2 – Баян-Хушу; MZ_2); 3 – Северной Монголии (Овэрмарат-Гол, Бэлтэсин-Гол; PZ_2); 4 – Южного Тянь-Шаня (Дара-Пиоз); 5 – Западного Забайкалья (по данным Владыкин, 2001, 2005; Врублевский и др. 2014; Никифоров и др., 2002; Дорошкевич и др., 2009). В заштрихованном боксе объединены преобладающие составы PZ_1–PZ_2 базитовых магматических ассоциаций Северной Азии (по Ярмолюк, Коваленко, 2003). Стрелками I–II показана изотопная изменчивость интрузивных комплексов щелочных пород и карбонатитов западной части ЦАПП в позднем докембрии (I – Енисейский кряж, Восточный Саян, Северное Забайкалье) и в палеозое (II – Горный Алтай, Кузнецкий Алатау, Витимская провинция Западного Забайкалья) (по данным Сазонов и др., 2007; Врублевский и др., 2003, 2012, 2015; Дорошкевич и др., 2011, 2012; Чернышова и др., 1992, 1995; Morikiyo et al., 2001). Область «Mantle array» и положение резервуаров PREMA, N–MORB, EM I, EM II соответствуют их современным параметрам. *Б–В* – Pb/Pb–диаграммы: звездой отмечен изотопный состав свинца в пирротине из карбонатитов Матчайского массива. Домены DMM, EM I, EM II, а также линия NHRL приведены по (Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Hauri et al., 1994).

Диапазон первичных изотопных параметров стронция значительно шире (εSr_T~25–74) и наряду с особенностями изотопов свинца в пирротине из карбонатитов Матчайского массива ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.38; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.64; $^{208}Pb/^{204}Pb$ 38.41) подтверждает влияние домена EM–II. По-видимому, интрузивные процессы сопровождались взаимодействием расплавов с коровым веществом. Разную долю его участия отражают наблюдаемые вариации изотопного состава стронция и кислорода ($^{87}Sr/^{86}Sr_T$~0.7060–0.7095; $\delta^{18}O$~9–20 ‰; таблица). Сходные характеристики имеют щелочные породы и карбонатиты мезозойского, реже палеозойского возраста Южной и Северной Монголии, Южного Тянь-Шаня, Западного Забайкалья (рисунок).

Развитие щелочного и карбонатитового магматизма обычно связывают с мантийной активностью. В большинстве случаев его доминирующими источниками считаются резервуары деплетированного вещества PREMA+HIMU. По сравнению с подобными магматическими комплексами неопротерозоя и раннего палеозоя в западной части ЦАПП изученные породы обладают менее радиогенным изотопным составом неодима и заметно обогащены ^{87}Sr. На этом основании следует предположить, что их формирование, как и многих других аналогичных мезозойских и кайнозойских комплексов, могло происходить либо под воздействием неоднородного по составу плюма, либо при смешении его компонентов с материалом обогащенной мантии в условиях повышенной мощности литосферы **[8, 9]**. Очевидно, ее зрелостью обусловлены более высокие, чем в мантии, значения $^{18}O/^{16}O$, установленные в породах Туркестано-Алая.

Авторы благодарны сотрудникам ИГЕМ РАН (г. Москва), ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) и ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект 1013) и Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013–2020 гг.

[1] *Бискэ Ю.С.* Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов // Геотектоника. 1995. № 1. С. 31–39.

[2] *Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Бо Ван, Дженчураева А.В., Гетман О.Ф., Аристов В.А., Крёнер А., Хоншен Лю, Линьлинь Чжон.* Тектоническое районирование и палеозойская эволюция китайского Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2015. № 2. С. 3–35.

[3] *Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Зельтманн Р.* Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. 2013. № 4. С. 61–81.

[4] *Ифантопуло Т.Н.* Минералого-геохимические особенности щелочных пород Центрального Туркестано-Алая. М.: Недра, 1975. 128 с.

[5] *Шинкарев Н.Ф.* Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 303 с.

[6] *Ненахов В.М., Хрестенков П.А.* К вопросу о генезисе щелочных комплексов Туркестано-Алая // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1988. Вып. 5. С. 587–594.

[7] *Майоров И.П., Гаврилин Р.Д.* Карбонатиты из верхнепалеозойской геосинклинали Туркестано-Алая // Советская геология. 1971. № 10. С. 111–116.

[8] *Bell K., Tilton G.R.* Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 10. P. 1927–1945.

[9] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф.* Природа карбонатитсодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск – Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 30–49.

ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В.В. Врублевский, А.Д. Котельников

Томск, Томский государственный университет, vasvr@yandex.ru

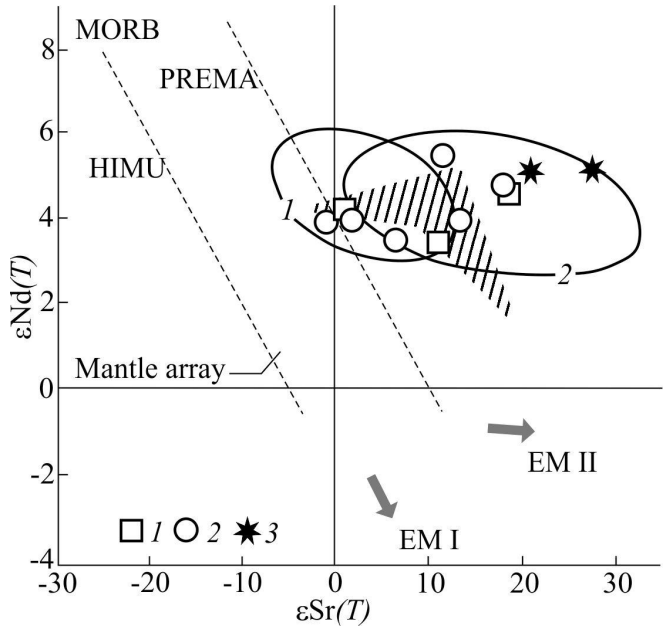
В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) раннепалеозойский интрузивный магматизм проявлен в виде разноформационных базит-ультрабазитовых, гранитоидных, щелочно-мафитовых комплексов **[1]**. Предположительно, их формирование обусловлено сменой аккреционно-коллизионных процессов рифтогенезом и плюм-литосферным взаимодействием. В результате тектономагматической эволюции происходило образование субщелочных габбро-монцодиоритовых плутонических ассоциаций окраинно-континентального типа. Сравнительно крупные интрузии этой формации (до 60–100 км^2) известны в Кузнецком Алатау, Туве, Западной Монголии, Прибайкалье **[2–5]**. По геологическим и изотопно-геохронологическим данным их внедрение могло завершаться в интервале 510–460 млн лет назад в обстановке активной транзитали.

В Кузнецком Алатау интрузивные массивы габбро-монцодиоритовой формации расположены преимущественно на Батеневском кряже и объединяются в когтахский комплекс **[1]**. К его представителям относят Когтахский, Кашпарский, Частайгинский, Балахчинский, Каратагский, Кискачинский, Пистагский, Сартыгойский плутоны и ряд их мелких (5–10 км^2) сателлитов. Петротипные массивы обычно обладают двухфазным строением, но могут быть сложены только габброидами или монцодиорит-монцонитами **[2, 6]**. До последнего времени возраст комплекса условно считался среднекембрийским. Полученные нами первые изотопные U–Pb даты по циркону из габбро и монцодиоритов (~ 500–490 млн лет) свидетельствуют о вероятном внедрении интрузий в течение позднего кембрия, что хронологически совпадает с аккреционно-коллизионными процессами на окраине Сибирского палеоконтинента. Изотопный (Nd–Sr–O) состав определялся в девяти валовых пробах габбро, монцодиоритов и монцонитов из четырех типовых интрузивных массивов когтахского комплекса (таблица).

Изотопный состав пород когтахского комплекса

Порода, № образца	$^{143}Nd/^{144}Nd$, ±2σ	εNd_T	$^{87}Sr/^{86}Sr$, ±2σ	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$	εSr_T	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
Когтахский массив						
Габбро, 1711	0.512627 ± 14	4.1	0.70414 ± 15	0.70405	2.0	6.5
Монцодиорит, 1702	0.512511 ± 10	3.6	0.70551 ± 12	0.70437	6.5	6.8
Монцодиорит, 1714	0.512513 ± 10	3.9	0.70561 ± 18	0.70484	13.2	7.1
Кашпарский массив						
Габбро, 1761	0.512538 ± 13	3.5	0.70576 ± 12	0.70469	11.1	7.5
Монцонит, 1764	0.512586 ± 10	4.8	0.70704 ± 16	0.70519	18.2	–
Монцонит, 1770	0.512568 ± 9	5.4	0.70587 ± 18	0.70472	11.4	7.6
Частайгинский массив						
Монцодиорит, 01	0.512538 ± 5	4.0	0.70450 ± 15	0.70402	1.6	–
Монцонит, 4215	0.512494 ± 5	3.9	0.70413 ± 16	0.70386	–0.7	–
Кискачинский массив						
Габбро, 3265-1	0.512661 ± 15	4.6	0.70539 ± 19	0.70522	18.6	8.8

Примечание. Изотопный Sm–Nd и Rb–Sr анализ выполнен в ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) (Finnigan MAT-262, МИ 1201–Т). $\delta^{18}O$ (±0.2 ‰) измерено методом лазерной абляции в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) (Finnigan MAT–253). Первичные изотопные отношения, εNd, εSr рассчитаны на возраст 500 млн лет (современный CHUR $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512638$; $^{147}Sm/^{144}Nd=0.1967$; UR $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7045$; $^{87}Rb/^{86}Sr=0.0827$). Прочерк – нет данных.



Изотопный состав магматических комплексов повышенной щелочности Кузнецкого Алатау и его обрамления. *1–2* – габбро (*1*) и монцонитоиды (*2*) когтахского комплекса; *3* – фойдолит и карбонатит (*T*~509 млн лет) Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузива (по Врублевский и др., 2003). Контурами 1–2 показаны преобладающие составы субщелочных и щелочных базальтоидов (*T*~390 млн лет) Минусинского рифтогенного прогиба *(1)*, пород щелочно-мафитовых интрузий (*T*~400 млн лет) севера Кузнецкого Алатау *(2)* (по Воронцов и др., 2013; Врублевский и др., 2005, 2014). Заштриховано поле составов кембрийских гранитоидов Кузнецкого Алатау (по Kruk et al., 2001; Руднев, 2013; Врублевский и др., 2012). Область «Mantle array» и положение резервуаров PREMA, MORB, HIMU, EM I, EM II соответствуют их современным параметрам (по Zindler, Hart, 1986).

Изученные магматические породы образуют гомодромную дифференцированную серию и обладают сходными параметрами εNd_T (3.5–4.6 в габбро и 3.6–5.4 в монцонитоидах), что может свидетельствовать о родственном источнике их первичного вещества, содержащего компоненты умеренно деплетированной (PREMA) и обогащенной литосферной (EM) мантии (рисунок). В более широком диапазоне изменяется изотопный состав стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_T$ 0.7039–0.7052, εSr_T ~ 0–19) с явно выраженным обогащением ^{87}Sr, которое сопровождается возрастанием величины $\delta^{18}O$ (6.5–8.8 ‰) относительно мантийных значений. Нередко такая зависимость вызвана процессами коровой контаминации глубинных магм **[7]**.

В Кузнецком Алатау подобным Nd–Sr-изотопным составом характеризуются кембрийские гранитоиды и ранне-среднепалеозойские щелочно-мафитовые интрузии, а также базальтоиды Минусинского прогиба на восточном обрамлении орогена (рисунок). На единую природу магматических протолитов косвенно может указывать их близкий модельный возраст ($T Nd_{DM}$ ~ 0.8–0.9 млрд лет). Наряду с этим, не исключено унаследование некоторых геохимических особенностей окраинно-континентальных вещественных комплексов кембрия частью более поздних щелочных расплавов-дериватов девонского плюма. Нами допускается, что по своему возрасту и составу рассмотренная габбро-монцодиоритовая плутоническая ассоциация формировалась в геодинамической обстановке взаимодействия активной континентальной окраины и мантийного диапира.

Авторы благодарны сотрудникам ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) и ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект 1013) и Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013–2020 гг.

[1] *Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 187 с.

[2] *Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А.* Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 5–96.

[3] *Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э.* Габбро-монцодиоритовые ассоциации кембро-ордовикского этапа развития Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 252–254.

[4] *Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневский А.В.* Sm-Nd изотопные характеристики источников габбро-монцодиоритовых массивов Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 268–270.

[5] *Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э. и др.* Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.

[6] *Довгаль В.Н., Широких В.А.* История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 215 с.

[7] *Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.

^{40}Ar–^{39}Ar ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ НЕОДИМА МЕТАБАЗИТОВ СРЕДНЕГО ЗААНГАРЬЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

В.В. Врублевский, Р.Н. Никитин, П.А. Тишин

Томск, Томский государственный университет, vasvr@yandex.ru

Среди древних метаморфических комплексов Заангарья и Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа развиты палео- и неопротерозойские метабазитовые породные ассоциации **[1, 2 и др.]**. Предполагается, что первоначально их происхождение обусловлено мантийной активностью в условиях распада суперконтинента Родиния. Связанный с этим мафитовый магматизм отмечается во многих ее фрагментах **[3]**. На Енисейском кряже, южной и западной окраинах Сибирского кратона процессы рифтогенной деструкции Родинии фиксируются в диапазоне 780–630 млн лет назад и сопровождаются разноформационными вулканическими и плутоническими образованиями внутриплитного типа **[4–7]**. К проявлениям подобного рода относятся изученные нами метабазиты (ортоамфиболиты) в бассейнах рек Кадра и Тырада Среднего Заангарья. Их пластино-, линзовидные тела (до 2000 м × 30 м) расположены среди архейских гнейсов и мраморов малогаревской серии в зонах Татарского и Ишимбинского глубинных разломов Центрально-Ангарского террейна. По петрогеохимическим особенностям вероятные исходные породы представляли собой субщелочные базальты, сходные с E–MORB. В амфиболитах р. Тырада отмечаются повышенные концентрации Cs, Rb, Ba, Sr, U, что может указывать на участие материала земной коры **[8]**.

^{40}Ar–^{39}Ar возраст метабазитов рек Тырада ($T_{\text{плато}}$=707±6 млн лет) и Кадра ($T_{\text{плато}}$=675±10 млн лет, интегральный возраст 697±8 млн лет) оценивался по спектрам выделения аргона из породообразующего амфибола. После облучения минеральных фракций измерения проводились по стандартной методике на масс-спектрометре Noble gas 5400 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Показательно, что полученная дата (~700 млн лет) сопоставима с временем одного из этапов рифтинга и проявления позднедокембрийского плюмового магматизма на Енисейском кряже **[5]**. По нашим предварительным ^{40}Ar–^{39}Ar-данным, более деплетированные (N–MORB) метабазиты Рыбинско-Панимбинского вулканического комплекса в Северном Заангарье имеют возраст примерно 770 млн лет и могут синхронизироваться с метаморфизованными габброидными дайками (~ 790 млн лет) в Приенисейской сдвиговой зоне **[1]**.

Для изотопного состава неодима в метабазитах характерна неоднородность даже в пределах одного проявления (таблица). Значения εNd_{700} варьируются от +2.2 до –5.2, что позволяет предполагать различную степень участия гетерогенного материала в породообразовании. Об этом же косвенно свидетельствует изменчивость модельного возраста протолитов в сравнительно широком интервале ~1.4–2.2 млрд лет. По-видимому, исходное вещество мафитов имело мантийную природу и было частично деплетировано. Однако уже на литосферном уровне магматическая эволюция могла способствовать его смешению с компонентами корового происхождения или обогащенной мантии EM-типа. Нами также не исключается нарушение изотопных систем при метаморфизме или флюидное воздействие интрузий. В связи с этим отметим, что субсинхронные комплексы щелочных пород и карбонатитов Енисейского кряжа формируются из субстратов с близким модельным возрастом $T\text{Nd}_{\text{DM}}$ ~ 0.9–1.0 млрд лет **[7, 9]**.

Изотопный состав неодима в амфиболитах Среднего Заангарья

Образец, местоположение	^{143}Nd/^{144}Nd, ±2σ	εNd_T	$T(\text{Nd})_{\text{DM}}$, млн лет
К-8, бассейн р. Кадра	0.512672 ± 11	+2.19	2156
ИК-3/6, бассейн р. Тырада	0.512655 ± 11	+3.60	1419
ИК-5/2, бассейн р. Тырада	0.511958 ± 13	–5.18	1691

П р и м е ч а н и е. Изотопный анализ Sm–Nd выполнен в ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Величина εNd рассчитана на возраст 700 млн лет.

Авторы благодарны сотрудникам ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) и ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект 1013) и Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013–2020 гг.

[1] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В.* Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // ДАН. 2013. Т. 450, № 6. С. 685–690.

[2] *Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Геохимия и вопросы генезиса метабазитов из гранулито-гнейсового комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геохимия. 2014. № 10. С. 892–906.

[3] *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 153–184.

[4] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др.* Петрологические индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона, предшествующие раскрытию Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.

[5] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. и др.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 666–688.

[6] *Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э. и др.* Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь: $^{40}Ar/^{39}Ar$–геохронология пенченгинского комплекса // ДАН. 2011. Т. 437, № 4. С. 514–519.

[7] *Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А. и др.* Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 11. С. 1530–1555.

[8] *Никитин Р.Н.* Геология и геохимия метабазитов Центрально-Ангарского террейна Енисейского кряжа // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XVIII Международного симпозиума им. акад. М.А. Усова студентов и молодых ученых. Томск: Изд-во ТПУ, 2014. Т. I. С. 153–155.

[9] *Врублевский В.В., Сазонов А.М., Гертнер И.Ф. и др.* Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов Южного Заангарья, Енисейский кряж // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320, № 1. С. 63–70.

ИЗОТОПНАЯ АНОМАЛИЯ ^{33}S В СУЛЬФИДАХ ИЗ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА – ИНДИКАТОР «ГЛОБАЛЬНОЙ КИСЛОРОДНОЙ КАТАСТРОФЫ»?

С.В. Высоцкий, **, А.В. Игнатьев*, Т.А. Веливецкая*,*
*В.И. Левицкий***, И.В. Левицкий****

*Владивосток, Дальневосточный геологический институт, vysotskiy@fegi.ru
**Владивосток, Дальневосточный федеральный университет
***Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Природные стабильные изотопы серы относятся к числу весьма информативных и уникальных индикаторов генетических и эволюционных изменений, которым подвергался вещественный состав органического и неорганического вещества Земли за всю историю ее существования. В течение многих лет исследования, направленные на реконструкцию химического состава атмосферы архея и протерозоя, в основном опирались на изучение минералов, чувствительных к окислительно-восстановительным условиям. Открытие масс-независимого изотопного эффекта в фотохимических реакциях нашло применение в широком спектре приложений, в том числе в исследованиях механизмов физико-химических процессов в газовых реакциях, химии атмосферы, палеоклиматологии, биологической оценке первичной продуктивности, эволюции жизни в ранней среде Земли, происхождении и эволюции планетных атмосфер в солнечной системе. Аномальное содержание изотопа ^{33}S в пиритах земных архейских пород и ее отсутствие в породах моложе ~2.4 млрд лет стимулировали серию новых исследований, связанных с эволюцией атмосферы. Во-первых, это открытие доказывало, что атмосфера на ранней стадии эволюции с возрастом Земли более 2.4 млрд лет имела совсем иной цикл серы по сравнению с современной атмосферой. Во-вторых, на базе фотохимических экспериментов **[1]** и моделей эволюции атмосферы **[2]** исследователи пришли к косвенному доказательству низкого уровня содержания кислорода в атмосфере архея – не более $1 \cdot 10^{-5}$ от уровня современной атмосферы и резкого его возрастания ~ до $1 \cdot 10^{-2}$ в на рубеже архей – ранний протерозой.

На территории России большой интерес представляют три раннедокембрийских провинции: Фенноскандинавский, Алданский щиты и юго-западная часть Сибирского кратона, где известны архейские тоналит-трондьемитовые ассоциации. В последней выделяют Присаянский (Шарыжалгайский) краевой выступ кратона **[3]**.

Нами были проведены исследования образцов пирита в породах главных его структурно-вещественных комплексов – гранулитовых шарыжалгайском (рис. 1, т. 1) и китойском (рис. 1, т. 2) и Онотском зеленокаменном поясе (рис. 1, т. 3).

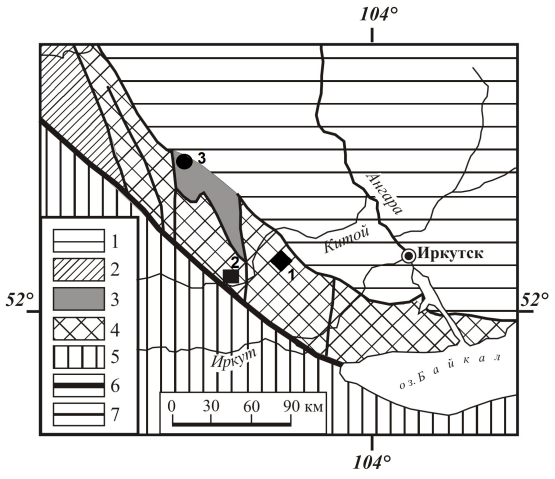


Рис. 1. Геологическая схема Присаянского (Шарыжалгайского) краевого выступа Сибирского кратона с указанием мест отбора проб. *1* – осадочный чехол Сибирского кратона; *2–4* – структуры краевого выступа фундамента платформы: *2* – Урикско-Ийский грабен, *3* – Онотский зеленокаменный пояс, *4* – шарыжалгайский гранулито-гнейсовый комплекс; *5* – террейны Центрально-Азиатского складчатого пояса; *6* – Главный Саянский глубинный разлом; *7* – прочие разломы. Точки отбора проб: 1– черемшанская свита шарыжалгайского гранулитового комплекса, 2 – средняя свита китойского гранулитового комплекса; 3 – камчадальская свита Онотского зеленокаменного пояса.

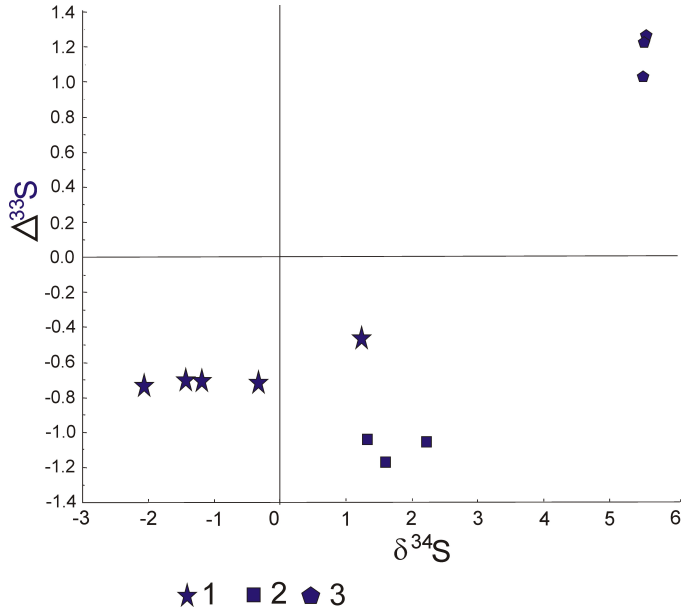


Рис. 2. Состав изотопов серы в сульфидах из пород черемшанской свиты шарыжалгайского гранулитового комплекса (*1*), средней свиты китойского гранулитового комплекса (*2*), камчадальской свиты Онотского зеленокаменного пояса (*3*).

Для анализа изотопного состава серы включений сульфидов был использован оригинальный локальный фемтосекундный лазерный метод **[4]**. Точность и достоверность результатов, получаемых этим методом, не уступают лучшим аналогам в лабораториях мира.

В ряде исследованных образцов было обнаружено масс-независимое фракционирование изотопов серы (рис. 2).

Аномальные содержания изотопа ^{33}S в пиритах были найдены исключительно в породах с возрастом древнее 2.4 млрд лет. Эти аномалии генетически обусловлены масс-независимым фракционированием изотопов серы в атмосферных фотохимических реакциях **[2]**. Полное исчезновение аномалий в протерозойских породах обычно связывают с резким повышением уровня содержания кислорода в атмосфере на границе перехода от позднего архея к раннему протерозою. Появление свободного кислорода («глобальная кислородная катастрофа») и, вероятно, первичного озонового слоя привело к изменению глобального цикла серы, что отразилось на изотопном составе серы, однако физический источник и исходные реакции для этих уникальных изотопных эффектов изучены мало.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант №15-05- 00740).

[1] *Farquhar J., Bao H., Thiemens M.* Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle // Science. 2000. V. 289, № 5480. P. 756–758.

[2] *Pavlov A.A., Kasting J.F.* Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere // Astrobiology. 2002. V. 2, №. 1. P. 27–41.

[3] *Левицкий В.И.* Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2005. 343 с.

[4] *Ignatiev A., Velivetskaya T.* Local FS-IR Laser – Fluorination CF-IRMS $\delta^{34}S$, $\delta^{33}S$ Isotope Analyses of Sulfides // Goldschmidt Abstracts. 2015. 1360.

ГЕОДИНАМИКА И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Т.В. Гиоргобиани

Тбилиси, Грузия, Тбилисский государственный университет, Институт геологии

Складчатая система Большого Кавказа (БК), расположенная на северном краю Анатолийско-Кавказско-Иранского (АКИ) сегмента Евразийского альпийского подвижного пояса, во время мезозойско-кайнозойского цикла тектогенеза была ограничена относительно жесткими по-разному мобильными геосруктурами. На севере она граничила с окраиной Евразийского континента в виде эпигерцинской Скифской плиты (СП), а на юге сочленялась с Черноморско-Закавказским микроконтинентом (микроплитой) (ЧЗМ).

БК сложен мощными (более 15 км) юрско-палеогеновыми толщами. Структурно он представляет мегаантиклинорий северо-западного (Аз. 290–310º) простирания с палеозойским кристаллическим комплексом в ядре. В пределах БК распространена преимущественно линейная разнопорядковая зональная складчатость различной интенсивности в основном южной вергентности. Зональность выражена в последовательной смене в поперечном сечении региона с юга на север сильно сжатой складчатости умеренной, а затем слабой, переходящей далее в пологую моноклиналь. Особенно многолика структура зоны южного склона БК, где наряду с линейными пликативными образованиями развиты наложенная на них поперечная интерференционная складчатость и постскладчатые тектоничекие покровы.

Несмотря на хорошую геологическую изученность региона, в тектонике БК существует ряд важных нерешенных вопросов: является спорным механизм образования складчатой структуры, остаются до конца неясными особенности кинематики и геодинамики альпийского тектогенеза.

Проведенные автором детальные региональные геолого-структурные исследования показали, что эволюция складчатости БК и механизм формирования его современной складчатой структуры значительно сложнее, чем предполагалось ранее. Они оказались довольно разнообразными и далеко не всегда согласуются с современными представлениями о тектоническом развитии БК. Полученные новые фактические материалы по морфологии складчатых структур позволили восстановить механизм и геодинамику структурообразования в регионе.

В формировании складчатой структуры БК выделяются два качественно различных этапа деформаций и тектогенеза, а также соответствующие им главные геодинамические стадии. Первому этапу предшествовала раннеюрская стадия заложения на палеозойском фундаменте между ЧЗМ и СП в геодинамической обстановке горизонтального растяжения, утонения и деструкции мощной континентальной коры рифтоподобного морского прогиба северо-западной ориентировки (будущая складчатая система), в котором в мезозое–кайнозое отлагались мощные в основном терригенно-карбонатные образования.

Первый этап деформации включает длительный доинверсионный период и раннеорогенную стадию (юра – средний миоцен) с проявлением предкелловейской, пиринейской и штирийской фаз складчатости. В течение этого этапа была сформирована главная линейная складчатая структура БК северо-западного простирания, образование которой было обусловлено придвиганием и прижатием ЧЗМ к выполненому осадками прогибу БК вкрест его простирания (в северо-восточном направлении). В обстановке мягкой коллизии одностороннее тангенциальное сжатие и спад деформирующих усилий к северу привели к формированию зональности складчатой структуры.

Второй, более короткий (поздний миоцен – антропороген), позднеорогенный этап тектогенеза проходил на фоне общего воздымания БК в процессе аттической, роданской, валахской и четвертичных фаз складчатости в условиях субмеридионального горизонтального сжатия. В отличие от предыдущей стадии, это была обстановка жесткой коллизии, обусловленная взаимодействием ЧЗМ и уже консолидированной структуры БК. В начале этапа ЧЗМ был разделен

субмеридиональными разломами на поперечные клавишеподобные мелкие блоки-шоли, которые в результате тангенциального долготного давления перемещались к северу и косо вдвигались в складчатую систему БК, вызывая в ней разнообразные наложенные деформации. Проявление шолевой тектоники привело к переориентировке, преобразованию и разрушению первичной складчатости в южном тектонически активном крае БК. В изменившейся обстановке столкновение блоков ЧЗМ с БК происходило в различных кинематических условиях. При придвигании шолей образовывалась интеференционная складчатость, при пододвигании формировались тектонические покровы.

Главным геодинамическим процессом в мезозое–кайнозое в АКИ сегменте, вызвавшим ориентированное на север тангенциальное давление, было сближение Африкано-Аравийского континента (ААК) с Евразийским кратоном. Это сближение происходило в различных направлениях и с разной кинематикой перемещения блоков.

На ранней геодинамической стадии (юра – средний миоцен) после раскрытия Северной Атлантики ААК перемещался, вращаясь против часовой стрелки, на северо-восток и, придвигаясь к Евразии, точнее к СП, воздействовал на АКИ регион. Этот глобальный геодинамический процесс является основным источником возникновения в АКИ сегменте северо-восточного горизонтального сжатия. Последнее, благодаря тектонической расслоенности литосферы, передавалось в межконтинентальной области на большое расстояние, в том числе и на ЧЗМ, который, продвигаясь в том же направлении, вызывал дислокацию БК. Следовательно, производным от глобальной тектоники была региональная геодинамика, выраженная в виде микроплитовой тектоники. Движение ЧЗМ, придвигавшегося и прижимавшегося к БК, явилось главной причиной формирования основной линейной складчатой структуры БК на раннем этапе ее развития.

В начале поздней стадии действия глобальной геодинамики Аравийская плита, отделившись в позднем миоцене от Африканского континента, стала долготно двигаться на север и, сближаясь с Евразийским континентом, постепенно вдавливалась в альпийский подвижный пояс. Это обусловило смену в АКИ сегменте направления вектора тангенциального сжатия с северо-восточного на субмеридиональное. Северный стресс, вызванный движением Аравийского индентора, действовал на южные регионы АКИ и, достигая ЧЗМ, вызвал его поперечную сегментацию на узкие блоки-шоли, которые, оказывая давление на БК, автономно деформировали его раннюю складчатость, с образованием разнородных коллизионных структур. В связи с этим на позднем этапе деформации БК происходит смена регионального давления действием локальной геодинамики в виде шолевой тектоники, обусловленной дроблением предыдущего более обширного геодинамического процесса.

Итак, образование альпийской складчатой структуры является результатом последовательного проявления в регионе глобальных, региональных и локальных геодинамических процессов, обусловленных тектонической расслоенностью литосферы разного уровня. Непосредственной причиной складкообразования на БК являлась геодинамика литосферных и коровых плит разной величины и возникающее при этом и воздействовавшее на подвижную систему направленное на север тангенциальное давление.

В регионе наблюдается полная согласованность времени проявления и направлений тангенциального сжатия, вызванного изменением геодинамических режимов движении разномасштабных плит, с процессами дислокаций на БК в течение альпийской эпохи. При смене геодинамики региона менялись механизм и кинематика образования складчатости БК от общего регионального до частного локального, а также характер формирующихся при этом структур.

Важным фактором в образовании современной складчатости альпийской системы была структурная позиция БК – его размещение между ЧЗМ и СП, а также геодинамика последних. Тектонической активностью на всех этапах складчатости характеризовался ЧЗМ, который сам и составляющие его шоли, придвигаясь к БК, обусловили его пликативные и разрывные деформации. СП в этом геодинамическом процессе оставалась относительно неподвижной и выполняла роль жесткого упора.

С этих позиций складчатость БК представляется пассивно деформирующейся структурой, образованной воздействием на нее прилегающего к региону с юга ЧЗМ. В этих условиях региональная и локальная геодинамика ЧЗМ и складчатость БК представляют собой взаимообусловленные механические процессы. Складкообразование необходимо для продвижения (геодинамики) жестких плит разного порядка ЧЗМ в процессе придвигания к подвижной си-

стеме БК, что обязательно при сокращении ее ширины. Благодаря необратимости деформаций сжатия слоистых пород, последние в этой обстановке сминаются в складки. Без взаимодействия ЧЗМ и БК не было бы ни перемещения ЧЗМ, ни процесса возникновения складчатости БК.

Таким образом, двухэтапная (многофазная) модель тектогенеза, основанная на единстве структурообразования и геодинамики плит, позволяет дать физическое объяснение механизму формирования складчатой системы БК.

ОСНОВНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ LA-ICP-MS U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская*, Ш. Джан**, А.М. Станевич*, А.М. Мазукабзов*, З.Л. Мотова**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru
**Пекин, Китай, Университет наук о Земле

Фрагменты осадочных разрезов, принадлежавших Палеоазиатскому океану, прослеживаются в пределах южного фланга Сибирского кратона, слагая Саяно-Байкало-Патомский пояс (СБПП). Возраст этих осадочных толщ ранее рассматривался как средне-позднерифейский, однако в последние годы появились работы, в которых допускается их образование в позднем рифее и венде **[1, 2]**.

Синтез опубликованных материалов и результаты, полученные авторами данной работы с помощью LA-ICP-MS U-Pb датирования детритовых цирконов из осадочных толщ СБПП, позволяют сделать несколько предположений об особенностях заложения и развития Палеоазиатского океана:

(1) Полное отсутствие или присутствие лишь единичных (1–3) зерен детритовых цирконов мезопротерозойского возраста в исследованных осадочных толщах СБПП подтверждает гипотезу о существовании продолжительного (от 1.70 до 0.75 млрд лет) перерыва в эндогенной активности протерозоя на юге Сибирского кратона **[3]**. Это наблюдение хорошо соотносится с представлениями коллег, назвавших впоследствии рассматриваемый период истории «скучным миллиардом лет» («boring billion», по **[4]**) или «средним возрастом Земли» («Earth's Middle age», по **[5]**). Вероятно, спад магматической и тектонической активности на протяжении рассматриваемого интервала может быть объяснен расположением южного фланга Сибирского кратона во внутренней области долгоживущего (транспротерозойского) суперконтинента **[1]**, т.е. фрагмента суперконтинента Нуна (Колумбия), образовавшегося в палеопротерозое и сохранившегося вплоть до распада Родинии в позднем неопротерозое. Палеогеографические реконструкции подтверждают это предположение. Корреляция геологических событий неопротерозоя, проявившихся на юге Сибири и севере Лаврентии **[6]**, в совокупности с палеомагнитными данными, позволяет говорить о том, что раскрытие Палеоазиатского океана могло начаться не ранее чем в позднем криогении. Предвестниками этого события стали многочисленные дайковые рои юга Сибири и севера Лаврентии с возрастом ~724 млн лет (Франклинское событие), а собственно раскрытие палеобассейна маркируется нижними горизонтами осадочных разрезов СБПП.

(2) Возрастные спектры детритовых цирконов из нижних частей осадочных последовательностей СБПП: шангулежской и тагульской свит карагасской серии Присаянья, голоустенской свиты байкальской серии Западного Прибайкалья **[7]**, пурпольской, бугарихтинской, мариинской, ничатской, джемкуканской и баракунской свит Байкало-Патомского района **[8]** указывают на породы фундамента Сибирского кратона как на единственный источник обломочного материала в их составе. Подобная особенность отличает отложения этих свит от осадочных пород вышележащих стратоподразделений, свидетельствуя о том, что заложение пассивной окраины, связанной с раскрытием Палеоазиатского океана, и снос в бассейн седиментации осуществлялись только со стороны Сибирского кратона.

(3) Согласно особенностям строения разрезов и данным по возрасту детритовых цирконов из пород ипситской свиты карагасской серии и улунтуйской свиты байкальской серии, а именно незначительному количеству цирконов неопротерозойского возраста при резком преобладании цирконов палеопротерозойского и более древнего возраста, можно предположить, что накопление этих стратоподразделений происходило на развитой стадии эволюции Палеоазиатского океана.

(4) Строение разрезов и обилие неопротерозойских цирконов в обломочном материале оселковой серии Присаянья, качергатской свиты байкальской серии и ушаковской свиты Прибайкалья, верхних частей дальнетайгинской серии, а также жуинской и бодайбинской серий Байкало-Патомского района **[8]** позволяет предположить, что накопление этих толщ происходило в эдиакарии в пределах бассейнов форланда, возникновение которых было связано с сокращением площади Палеоазиатского океана. Окончательное закрытие Палеоазиатского океана в пределах его сегмента, прилегающего к южному флангу Сибирского кратона, произошло в ордовике и фиксируется формированием раннепалеозойского Прибайкальского коллизионного пояса **[9]**.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 13-05-00048).

[1] *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.

[2] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 60–79.

[3] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M.* A one-billionyear gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Science. 2010. V. 310, № 9. P. 812–825.

[4] *Roberts N.M.W.* The boring billion? Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent // Geoscience Frontiers. 2013. V. 4. P. 681–691.

[5] *Cawood P.A., Hawkesworth C.J.* Earth's middle age // Geology. 2014. V. 42. P. 503–506.

[6] *Ernst R.E., Söderlund U., Hamilton M.A., Chamberlain K.R., Bleeker W., Okrugin A.V., LeCheminant A.N., Mekhonoshin A.S., Buchan K.L., Gladkochub D.P., Didenko A.N., Hanes J.A.* Long-term Neighbors: reconstruction of southern Siberia and northern Laurentia based on multiple LIP barcode matches over the interval 1.9–0.7 Ga // Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Irkutsk: IG SB RAS, 2015. P. 29–30.

[7] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1472–1490.

[8] *Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.

[9] *Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.* Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН. 2000. Т. 374, № 1. С. 79–83.

ШПИНЕЛИ МАНТИЙНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ОБРАМЛЕНИЯ ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): МЕТАМОРФИЗМ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

М.А. Горнова, А.Я. Медведев, В.А. Беляев, А.А. Каримов

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

Проведено минералого-геохимическое изучение мантийных гипербазитов Улан-Сарьдагского, Хара-Нурского и Оспинского массивов Восточного Саяна, впервые описанных как офиолитовые комплексы Н.Л. Добрецовым с соавторами **[1]**. Предполагается, что офиолиты формировались в Дунжугурской островной дуге 1020–1040 млн лет назад и в виде единого покрова были обдуцированы на Гарганскую глыбу во время их столкновения **[2, 3]**. В настоящее время массивы сложены несколькими тектоническими чешуями и находятся в опрокинутом залегании. Породы автохтона – карбонатно-терригенные отложения иркутной и ильчирской свит – метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Офиолиты прорываются или окружены тоналитами сумсунурского комплекса с возрастом 790 млн лет **[2]**.

Петрографические особенности пород и состав минералов исследованы на рентгеновском микроанализаторе Superprobe JXA-8200, содержания главных и редких элементов в породах определены методами рентгенофлюоресцентного и масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). В серпентинитах Оспинского и Хара-Нурского массивов присутствуют псевдоморфозы полиминеральной ассоциации: клинопироксен + оливин + серпентин ± карбонаты ± брусит ± хроммагнетит, сохраняющие очертания первичных зерен ортопироксена, и области развития тонковолокнистых серпентина и талька, которые замещают оливин. В метаперидотитах Улан-Сарьдагского и Оспинского массивов наблюдаются псевдоморфозы по ортопироксену, представленные агрегатом талька, серпентина, тремолита и эденита, в оливине присутствуют «гнезда» серпентина, амфиболов и иногда мелкие зерна Cr-магнетита. Оливин в пределах образца характеризуется широкими вариациями магнезиальности и содержаний NiO, MnO и не соответствует составу мантийных оливинов. Пироксены имеют высокую магнезиальнось и низкие содержания Al_2O_3, Cr_2O_3, Na_2O. Петрографические особенности, составы оливина и пироксенов говорят о их метаморфической природе. По данным порошкового дифракционного анализа, серпентин представлен антигоритом, в некоторых образцах с примесью лизардита. Тремолиты имеют низкое содержание Na_2O, характерное для тремолитов проградного метаморфизма **[4]**. В эденитах концентрации Al_2O_3 варьируются и максимальны в метаперидотитах Оспинского массива.

Шпинели серпентинитов и метаперидотитов Улан-Сарьдагского массива имеют метаморфическую зональность: ядра Al-Cr шпинели окружены каймой ферритхромита и затем Cr-магнетита. Ядра наиболее крупных зерен неоднородны по составу, от центра к краю в них наблюдается уменьшение магнезиальности и рост хромистости и содержаний MnO, ZnO. В метаперидотитах Улан-Сарьдагского массива ядра имеют повышенные содержания ZnO. По сравнению с ядром, ферритхромитовые каймы характеризуются еще более низкой магнезиальностью, высокими хромистостью и содержанием Fe^{3+}, MnO, TiO_2, V_2O_3, NiO. В метаперидотитах Улан-Сарьдагского массива шпинель обрастает симплектитовым прорастанием с хлоритом. Шпинели метаперидотитов Оспинского массива характеризуются высокой хромистостью (0.67–0.87) и повышенным содержанием MnO~0.5–0.6 вес. %. Они либо не имеют зональности, либо окружены тонкой каймой более высокохромистой и низкомагнезиальной шпинели с низким содержанием Fe^{3+}. При метаморфизме шпинелей гипербазитов от зеленосланцевой до среднеамфиболитовой фации состав двухвалентных катионов – Mn, Zn, Fe, Mg – изменяется быстрее, чем трехвалентных – Al, Cr – и ядра сохраняют первичную хромистость. При более высоких температурах верхнеамфиболитовой фации шпинели редко сохраняют первичную хромистость **[5]**. Состав шпинели и ассоциирующих минералов в серпентинитах Хара-Нурского и Оспинского

массивов соответствует метаморфизму зеленосланцевой-нижнеамфиболитовой, в метаперидотитах Улан-Сарьдагского массива – среднеамфиболитовой, а в метаперидотитах Оспинского массива – верхнеамфиболитовой фации. Петрографические наблюдения и составы тремолитов согласуются с проградным типом метаморфизма серпентинитов и их трансформацией в метаперидотиты.

Гарцбургиты Хара-Нурского массива имеют порфиробластовые структуры. В крупных зернах ортопироксена присутствуют клинопироксеновые структуры распада. Оливин и ортопироксен имеют составы, характерные для реститовых мантийных перидотитов. Шпинели гарцбургитов не имеют метаморфической зональности, по соотношению хромистости и магнезиальности, низким концентрациям ZnO и MnO они подобны шпинелям альпинотипных перидотитов.

Во всех массивах первичная хромистость шпинели варьируется от 0.52 до 0.65, что соответствует реститам ~25–30%-ного плавления ДММ. Высокая степень истощенности пород отражается и в низких концентрациях Ti и Yb. Перидотиты имеют кривые распределения редких элементов, характерные для надсубдукционных перидотитов: U-образные формы, максимумы Sr и Pb, обедненность HREE и обогащенность элементами группы LIL. Они могут быть комплементарны бонинитам, которые присутствуют в Дунжугурском офиолитовом комплексе **[1, 2]**.

Таким образом, мантийные гипербазиты офиолитов обрамления Гарганской глыбы сформировались в результате следующих процессов: 1) частичного плавления в надсубдукционной зоне, 2) низкотемпературной серпентинизации, 3) проградного метаморфизма до амфиболитовой фации.

Исследование поддержано РФФИ (грант № 13-05-01055 А).

[1] *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.

[2] *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.

[3] *Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* 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.

[4] *Nozaka T.* Metamorphic history of serpentinite mylonites from the Happo ultramafic complex, central Japan // Journal of Metamorphic Geology. 2005. V. 23. P. 711–723.

[5] *Santti J., Kontinen A., Sorjonen-Ward P., Johanson B., Pakkanen L.* Metamorphism and chromite in serpentinized and carbonate-silica-altered peridotites of the Paleoproterozoic Outokumpu-Jormua ophiolite belt, eastern Finland // International Geology Review. 2006. V. 48. P. 494–546.

ЗЕМНАЯ КОРА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ВДОЛЬ ЛИНИИ ОПОРНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ В СВЕТЕ ЧАСТОТНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ АТРИБУТОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Е.Ю. Гошко, А.С. Ефимов, А.С. Сальников

Новосибирск, Сибирский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
geology@sniiggims.ru

Трасса Восточного участка опорного геолого-геофизического профиля 1-СБ пролегает от границы с Китаем на юге до устья р. Витим на севере, около 1600 км. В данной работе представлены результаты специализированной обработки и интерпретации геофизических материалов первых 430 км профиля: от р. Аргунь (южная граница Заурулюнгуйского тектонического блока) до р. Куэнга, протекающей по Оловской впадине Пришилкинского блока Байкало-Витимской тектонической области. Основным глубинным содержанием Пришилкинского блока является долгоживущий Монголо-Охотский разлом мантийного заложения (рис. 1).

Исходным материалом для динамической обработки в программном комплексе «StreamSDS» **[1]** послужил глубинный сейсмический разрез отраженных волн (ОГТ). Значительный объем информации о свойствах и взаимоотношениях разномасштабных глубинных объектов гетерогенной земной коры несут в себе сейсмодинамические характеристики волн, такие как локальная форма их интерференции, главная частота интерференционного пакета,

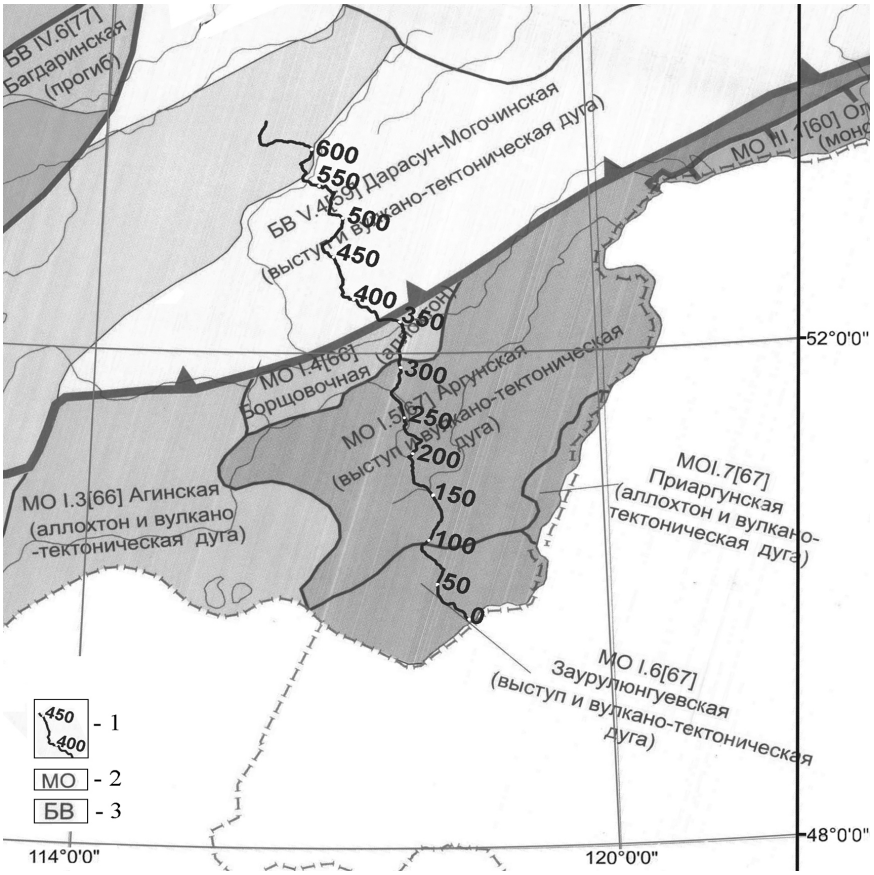


Рис. 1. Положение опорного геофизического профиля 1-СБ на схеме тектонического районирования России масштаба 1:5000000, МПР РФ, 2001. *1* – линия профиля с обозначением километров; *2* – Монголо-Охотская тектоническая область; *3* – Байкало-Витимская тектоническая область.

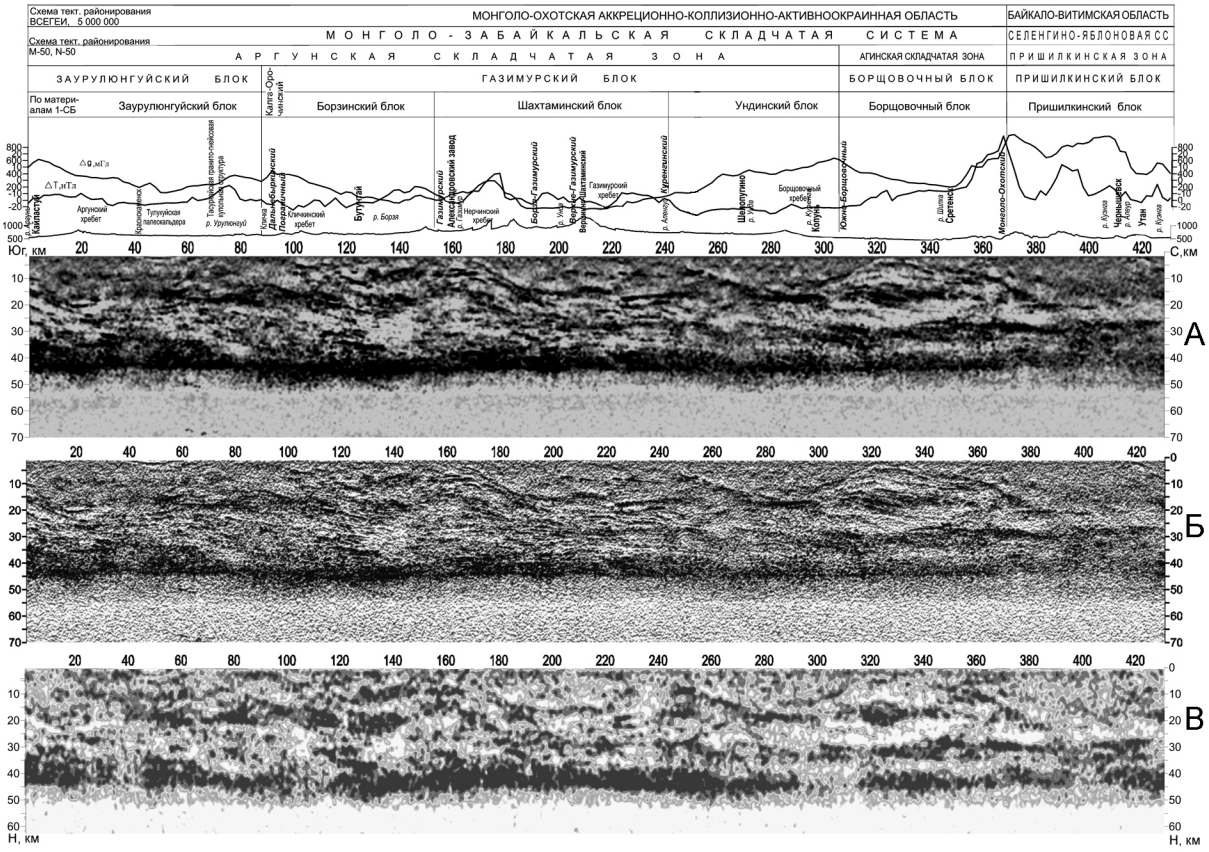


Рис. 2. Частотно-энергетические разрезы земной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса вдоль опорного геофизического профиля 1-СБ. *А* – энергетический разрез в окне 1×1 км; *Б* – энергетический разрез в окне 0.5×0.5 км; *В* – высокочастотная энергия отраженных волн в интервале 50–70 Гц.

распределение энергии волнового пакета по шкале частот и другие динамические параметры сейсмического разреза. Расчет полной энергии в большом окне (1×1 км) позволил протрассировать линии максимума сейсмической энергии (темный цвет в разрезе) и разделить земную кору на основные слои (рис. 2, *А*). Минимум энергии (светлый цвет) отвечает областям однородности из-за вероятного внедрения интрузий или зонам возможной миграции мантийных флюидов. Разрезы энергии локальных волновых пакетов в меньшем окне позволили детализировать внутреннюю структуру крупных слоев, наметить зоны разломов. Для расчета использовался размер 500 м и 250 м (рис. 2, *Б*). Мелкая структура геологических тел проявляется в сейсмике, прежде всего, на высоких частотах. В расслоенном геологическом теле возникает эффект высокочастотного резонанса, приводящий к многократному увеличению амплитуды на высокой частоте. Напротив, разрушенные, плохо структурированные зоны разломов, однородные области внедрения интрузий или заполненные флюидами проявляются усиленным поглощением энергии высоких частот. Интерпретация высокочастотного энергетического разреза была нацелена на обнаружение зон резонанса или, напротив, аномального затухания энергии волн в интервале 50–70 Гц (рис. 2, *В*).

В Забайкалье выделены последовательные циклы складчатости. Архей-протерозойский цикл. Палеозойские циклы: ранний – средний палеозой и пермо-триас. Мезозойский цикл: юра–мел. Мезозойские структуры были в основном закончены к началу мела, причем наиболее сильные движения происходили во второй половине юры. После возникновения мезозойских складчатых систем в Забайкалье наступило относительное спокойствие **[2]**. Поскольку уровень кровли протерозоя залегает не глубже 1–2 км, местами обнажаясь на поверхности, следует понимать, что практически весь объем консолидированной коры был вовлечен в происходившие тектонические перестройки, вся толща земной коры частично или полностью перерабатывалась в течение времени своего существования.

В энергетических разрезах (рис. 2) земная кора отчетливо разделяется на слои, отличающиеся друг от друга структурными планами. В результате такого деления открывается возможность установления древнего (архей-протерозойского) структурно-тектонического плана и прослеживания его последовательной трансформации во время последующих циклов складчатости. По энергетическим разрезам выполнено построение нижнего структурного плана и новых тектонических этажей, несогласно наложенных на предыдущие.

Проведенное сопоставление энергетических, плотностных и магнитных характеристик земной коры (нижняя линия легенды на рис. 2, составленная по геолого-геофизическим материалам профиля 1-СБ), позволило провести более дробное тектоническое деление территории, чем представленное в ГГК М-50. Заурулюнгуйский блок выделен в прежнем объеме (ПК 0–90 км). Газимурский блок разделен на три тектонических блока более высокого порядка. Повышенная плотность коры Калга-Орочинского блока, отмечаемая в объяснительной записке, сохраняется и в прилегающей к нему с севера Борзинской коллизионной зоне. В результате они объединены в единый Борзинский блок (ПК 90–150 км). Шахтаминский блок, напротив, характеризуется значительным разуплотнением коры до глубин Мохо. Он выделен в интервале ПК 150–240 км. Третьим в составе Газимурского блока выделен Ундинский блок. Он имеет повышенную плотность коры от Мохо до дневной поверхности и зафиксирован в интервале ПК 240–310 км. Борщовочный блок вновь разуплотнен и расположен в преддверии зоны глубинного Монголо-Охотского разлома на ПК 310–370 км. Основным содержанием Пришилкинского блока является долгоживущий Монголо-Охотский разлом мантийного заложения, характеризующийся аномально высокой плотностью базитов (2.9 г/см^3) на участке ПК 370–430 км.

На основании частотно-энергетических изображений земной коры, полученных в технологии «StreamSDS», были продолжены на глубину основные разломы: Дальнегорский, Дальнебыркинский, Пограничный, Газимурский, Борзя-Газимурский, Верхне-Газимурский, Куренгинский, Южно-Борщовочный, Монголо-Охотский. До п. Кличка разломы имеют южное направление падения в земной коре (Дальнегорский, Дальнебыркинский), а после – преимущественно северное падение вдоль всей линии профиля. Разломы в целом соответствуют электрически проводящим зонам, расположенным на границах сочленения блоков более высокого порядка. Это добавляет оснований для предложенного более дробного тектонического деления территории.

[1] *Гошко Е.Ю. и др.* Патент на изобретение № 2324205 «Способ обработки сейсмических данных» // Госуд. реестр изобретений РФ. 2008.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист М-50. Борзя. Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АДАКИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ГОРНОЙ ШОРИИ И ТУВЫ

А.И. Гусев

Бийск, Алтайская государственная академия образования, anzerg@mail.ru

Адакитовые гранитоиды в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) аккреционно-коллизионного палеозойского этапа развития Палеоазиатского океана распространены широко **[1, 2]**. В Горной Шории и Восточной Туве пространственно и парагенетически с некоторыми из них связано оруденение железа, меди, золота, молибдена различных геолого-промышленных типов.

На юге Горной Шории проявлены массивы габбро-плагиогранитной ассоциации пород садринского комплекса с возрастом U-Pb датирования плагиогранитов адакитового типа 505±8 млн лет. Адакитовые характеристики обнаруживаются в тоналитах, плагиогранитах, плагиолейкогранитах. На экспериментальных диаграммах по плавлению различных источников толеиты образовались за счет плавления амфиболитов, плагиограниты – за счет граувакк, плагиолейкограниты – за счет фельзических пелитов. Тоналиты, плагиограниты и плагиолейкограниты относятся к высокоглиноземистым плагиогранитам и высококремнистым адакитам. Необходимым условием генерации плагиогранитоидов такого типа служит высокое давление (больше или равное 10–12 кбар) и равновесие расплава с гранатсодержащим реститом. Факт того, что оба минерала – и гранат, и плагиоклаз – являлись остаточными фазами при плавлении источника расплавов, указывает на то, что садринские адакитовые гранитоиды являлись относительно глубокими образованиями (ориентировочные глубины ~40–50 км), соответствующими высокому давлению и высокой насыщенности флюидной фазой.

С гранитоидами садринского комплекса пространственно и парагенетически связана большая группа полезных ископаемых скарнового железооксидного медно-золоторудного (типа IOCG), медно-молибден-порфирового и жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения. Скарновые проявления золота, меди и других металлов развиты в пределах Малокондомского, Чаныш-Андобинского, Лебедского, Викторьевского, Верхнекамзасского рудных полей. На *Майском месторождении,* относящемся к классу месторождений IOCG, известны биметасоматические и инфильтрационные скарны. В них преобладающую роль играют магнетит и, редко, гематит. Золото наложено на железорудные тела. В мультистадийных парагенезисах месторождения температуры кристаллизации закономерно снижались от 350–470 °С в ранних ассоциациях до 200–230 °С в заключительных. В этом же направлении уменьшалась соленость маточных рассолов во включениях граната – от 30–35 вес. % NaCl (в эквиваленте) до 5.5–6.8 вес. % NaCl в кварце гидротермального этапа. Золото отмечено в двух генерациях. В ассоциации с тетрадимитом и алтаитом присутствует золото I, которое является основным, определяющим промышленную ценность месторождения. Его пробность варьируется от 920 до 998 ‰. Основные примеси в золоте – медь, теллур, железо, мышьяк, редко – ртуть. В ассоциации с пиритом III, арсенопиритом, реже сфалеритом и спорадически галенитом проявлено более низкопробное золото II генерации (820–930 ‰). В нем распространены примеси ртути, меди и серебра.

В Туве рудоносный Коптинский комплекс выделяется в составе крупного Каахемского батолита площадью более 30000 км^2. Дериваты комплекса обнажаются по рекам Копто, Малая Копто, Бай-Сют. В составе комплекса выделяется четыре фазы: 1 – габброиды, 2 – диоритоиды, 3 – тоналиты, 4 – плагиограниты. Преобладают диоритоиды и гранитоиды. В координатах Sr/Y – Y все породные типы коптинского комплекса попадают в поле адакитов.

На диаграммах по экспериментальному плавлению различных источников положение составов пород коптинского комплекса указывает на их происхождение за счет плавления амфиболитов и частично метаграувакк. Ультракислые породы коптинского комплекса располагаются на максимуме степени известково-щелочного фракционирования ортоклаза и альбита. Веро-

ятно, ассимиляция пелитов и некоторое снижение общей щелочности пород имели место в процессе генерации конечных дифференциатов коптинского комплекса – низкощелочных плагиогранитов.

В распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) выявлены два типа тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ): M и W. Ранее нами установлено, что проявление обоих типов тетрадного эффекта в одних и тех же геологических образованиях обусловлено весьма активной ролью различных летучих компонентов в магматогенных флюидах (H_2O, F, Cl, P_2O_5, CO_2 и других) и образованием комплексных соединений, существенно влияющих на перераспределение РЗЭ.

Генерация адакитовых гранитоидов происходила в процессе мантийно-корового взаимодействия, так как значения $\varepsilon_{Nd}(T)=6.5$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0.7041–0.7046$ близки к мантийным меткам неконтаминированных базальтоидов.

Наиболее изучено оруденение Тарданского рудного узла. В его пределах развиты несколько геолого-промышленных типов оруденения: 1 – жильный золото-сульфидно-кварцевый, 2 – золото-медно-скарновый с магнетитом и гематитом, 3 – золото-порфировый. Последний тип выделен нами впервые и представляет несомненный интерес в связи с масштабностью своего проявления в рудном узле и возможными крупными запасами золота.

Золото-медно-скарновый тип оруденения с магнетитом представлен несколькими месторождениями (Тарданским, Коптинским, Соруглугхемским) и рядом проявлений. Наиболее крупным и изученным является Тарданское месторождение. Оно приурочено к западной приконтактовой части Копто-Байсютского интрузива.

Выделяются три генерации золота. Золото в рудах мелкое (0.07–0.30 мм). Первая генерация золота связана с наиболее высокотемпературными магнезиальными скарнами, где оно ассоциирует с мышьяковистым пиритом. Проба золота первой генерации 900–920 ‰. В этом золоте примесями являются железо (0.5–1.5 %), медь (1–2 %). Пробность второй генерации, ассоциирующей с арсенопиритом, борнитом, халькозином от 905 до 960 ‰. Элементы-примеси в золотинах первой генерации представлены серебром (5–6 %), медью (0.07–0.08 %), свинцом (0.002 %). Пробность более поздней третьей генерации 980–990 ‰.

Золото-порфировый тип оруденения приурочен к участкам сильной трещиноватости и дробления плагиогранит-порфиров и дайкам диоритовых порфиритов и спессартитов. Этот тип оруденения образует своеобразные штокверковые участки кварцевых прожилков и прожилково-вкрапленные выделения кварца с пиритом, редко – арсенопиритом и свободным золотом. Содержания золота в рудах от 0.1 до 6.0 г/т. В местах появления арсенопирита концентрации золота увеличиваются до 10–20 г/т. Пробность золота колеблется от 910 до 955 ‰. Температура гомогенизации газово-жидких включений дорудного кварца первой генерации – 320–300 °С, а рудного кварца второй генерации – 270–290 °С.

[1] *Гусев А.И., Гусев Н.И.* Возрастные группы и петрология адакитовых гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Международный журнал экспериментального образования. 2010. № 9. С. 75–80.

[2] *Гусев А.И.* Петрология адакитовых гранитоидов. М.: Изд-во РАЕ, 2014. 152 с.

КОНТРАСТНЫЙ МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ, ПРОЯВЛЕННЫЙ В РАННЕМ КАРБОНЕ ГОРНОГО И РУДНОГО АЛТАЯ

Н.И. Гусев

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru;

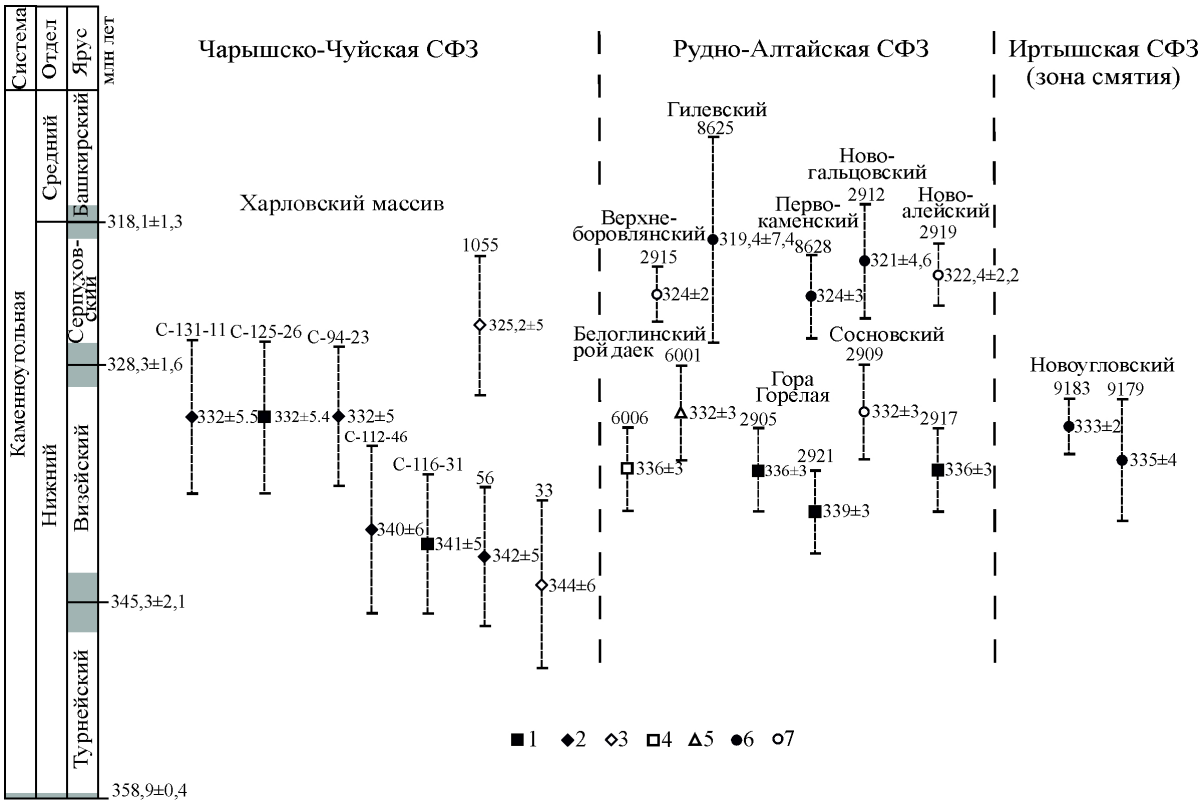
Мантийный магматизм, синхронно проявленный в раннем карбоне на российской территории вблизи границы Горного и Рудного Алтая, имеет существенные отличия в вещественном, изотопном составе, геохимических особенностях и металлогении. В Чарышско-Чуйской СФЗ Горного Алтая он представлен харловским граносиенит-монцодиорит-габбровым комплексом, в Рудном Алтае и Иртышской зоне смятия – волчихинским габбро-тоналит-гранитовым комплексом **[1]**.

В составе концентрически-зонального петротипического Харловского массива выделяются четыре интрузивные фазы **[4]**: (1) умеренно щелочные габброиды, часто расслоенные до пироксенитов и анортозитов; (2) монцодиориты и диоритовые порфириты; (3) кварцевые монцодиориты; (4) граносиениты. Кроме того, в пределах массива в гомодромной последовательности внедрились три группы даек: долериты и андезитовые порфириты, граносиенит-порфиры, микросиениты и аплиты. Оруденелые габброиды образуют десять промышленных залежей, мощностью от 10 до 140 м, обогащенных магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Для габброидов характерны положительные аномалии Ti, Ta, Nb, свойственные внутриплитному магматизму. Монцодиориты и сиениты обогащены редкими и редкоземельными элементами с отрицательными аномалиями Sr и Ti.

Габброиды и габбро-анортозиты из расслоенной серии характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +7.9 до +8.5 и отрицательными величинами $\varepsilon_{Sr}(T)$ –16.6 и –16.75, указывающими на мантийный источник типа PREMA. Nd-модельный возраст протолита габброидов $T_{Nd}DM_{2st}$=0.41–0.44 млрд лет. Анортозиты имеют близкие величины $\varepsilon_{Nd}(T)$=+7.9, $\varepsilon_{Sr}(T)$=–9.1 и $T_{Nd}DM_{2st}$=0.46 млрд лет. В кварцевых монцодиоритах с возрастом 342+5 млн лет уменьшается величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ до +1.9, наблюдается положительная величина $\varepsilon_{Sr}(T)$=+8.3 и более древний Nd-модельный возраст протолита $T_{Nd}DM_{2st}$ 0.96 млрд лет. По изотопному составу Nd и Sr породы Харловского массива находятся в пределах или близки к мантийной последовательности пород (Mantle array). U-Pb методом по циркону (SHRIMP II) для пород Харловского массива получены значения возраста от 344±6 до 325.2±5 млн лет (рисунок), общей продолжительностью более 20 млн лет. Выделяются два дискретных диапазона возраста: первый, 344–340 млн лет, связан с временем внедрения основного объема магмы, из которого кристаллизовались массивные габброиды, монцодиориты и граносиениты; второй диапазон возраста около 332 млн лет показывают расслоенные рудные габбро с Nd-модельным возрастом протолита 0.41–0.44 млрд лет, а также кварцевые монцодиориты. Это возраст становления расслоенной серии пород в процессе ликвации и возможного поступления дополнительной порции монцонитоидной магмы. Дайки граносиенит-порфиров имеют U-Pb возраст по циркону 325.2±5 млн лет.

В Рудно-Алтайской СФЗ габбро-гранитные интрузивы волчихинского комплекса образуют две ветви линейно расположенных тел, контролируемые разломами северо-западного направления **[2, 3]**. Габброиды волчихинского комплекса состоят из лабрадора (An_{50-65}) (50–70 %), авгита (10–35 %), оливина (0–10 %), титаномагнетита (5–6 %), характеризуются величиной mg# 61–66. Отмечается низкое содержание P_2O_5 (0.072–0.099 %), TiO_2 (0.41–1.37 %), повышенные концентрации Al_2O_3 (17.1–19.4 %), Cr (347–469) и Ni (136–150 мкг/г), а также K, Cs, Rb, Ba, Pb, Sr. Породы обеднены Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и РЗЭ (∑РЗЭ 29.92–49.83 мкг/г; $(La/Yb)_N$ 0.98–1.17; Eu/Eu* 1.02–1.13). Характерны также субхондритовые отношения Nb/Ta=11.8–14.6, Zr/Hf= =32.6–36.8, Th/Yb=0.14–0.18.

Габброиды волчихинского комплекса, формирующиеся в визейском веке, имеют следующие изотопные характеристики: $^{147}Sm/^{144}Nd$=0.1933–0.1983, $^{143}Nd/^{144}Nd$=0.513006–0.513090;



Корреляция определений возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) раннекаменноугольных магматических образований Горного и Рудного Алтая. *1* – габброиды; *2* – монцонитоиды; *3* – граносиениты и граносиенит-порфиры; *4* – андезибазальтовые порфириты; *5* – андезидацитовые порфириты; *6* – тоналиты и плагиограниты; *7* – граниты. Серым цветом в колонке обозначены доверительные интервалы возрастных границ ярусов. Сверху над знаками проб указаны их номера и названия массивов или участков, справа – возраст в млн лет. Пунктиром обозначены доверительные интервалы определения возраста.

$\varepsilon_{Nd}(T)$=+7.3…+8.8. На основании изотопных и геохимических данных можно полагать, что родоначальная магма габброидов является производной деплетированного источника литосферной мантии (отношение La/Nb в габброидах 2.00–3.27) N-MORB-типа. Для тоналитов Новоугловского массива в Иртышской СФЗ с возрастом 335±4–333±2 млн лет предполагается контаминация мантийного источника ($\varepsilon_{Nd}(T)$ +3.9) коровым материалом ($\varepsilon_{Sr}(T)$ 26.48). Калиевые граниты Сосновского массива с возрастом 332±3 млн лет имеют характеристики $^{147}Sm/^{144}Nd$= =0.1221; $^{143}Nd/^{144}Nd$=0.512619; $\varepsilon_{Nd}(T)$=+2.8, $T_{Nd}DM_{2st}$ 0.87 млрд лет ($\varepsilon_{Sr}(T)$ +18. Аномальным является изотопный состав андезибазальтовых порфиритов даек Белоглинского роя, с возрастом 336±3 млн лет, которые характеризуются отрицательной величина $\varepsilon_{Nd}(T)$=–18.3 и сильной обогащенностью радиогенным стронцием $\varepsilon_{Sr}(T)$=+338. Nd-модельный возраст протолита $T_{Nd}DM_{2st}$ 2.63 млрд лет предполагает участие в формировании андезибазальтов вещества древней, возможно архейской, континентальной коры. Плагиограниты волчихинского комплекса, формирующиеся в серпуховское время, как и визейские габброиды, являются результатом плавления субстрата, соответствующего мантийному источнику N-MORB-типа, и характеризуются величиной $\varepsilon_{Nd}(T)$=+7.4, Nd-модельным возрастом протолита $T_{Nd}DM_{2st}$ 0.48 млрд лет.

Модель формирования Харловского массива предполагает активность гетерогенного плюмового источника типа PREMA с раннедевонским Nd-модельным возрастом протолита 0.41 млрд лет, а также источника, близкого к валовому составу Земли (BSE). Последний, видимо, связан с вовлечением в процесс магмообразования нижней части континентальной литосферы с Nd-модельным возрастом протолита 0.96 млрд лет. Магмы из плюмового источника накапливались в неглубоко залегающей камере, где они разделялись в поле жидкостной несмесимости на два расплава: один – основного состава, обогащенный Fe и Ti, второй – монцони-

тоидный. Обогащенный Fe-Ti оксидами расплав отделялся от мафитовой магмы и расслаивался на высоко-Ti габброиды и анортозиты с образованием рудных залежей. По величине La/Nb (0.71–0.79 – массивные габброиды; 0.21–0.47 – высоко-Ti габбро; 0.17 – габброанортозиты; 0.40–1.13 – монцодиориты; 0.73–0.81 – граносиениты; 0.74–1.11 – дайки керсантитов и граносиенит-порфиров) родоначальная магма Харловского массива, вероятнее всего, была пикритовой по составу и отделялась в основном при плавлении обогащенной астеносферной мантии.

Высокоглиноземистые оливиновые толеитовые базиты визейской эпохи в Рудном Алтае подразумевают более высокие температуры в верхней мантии, чем это предусмотрено традиционной моделью субдукционных зон **[3]**. Тектоническое растяжение в визейское время в Рудном Алтае, вероятно, было связано с медленной косой конвергенцией, способствующей подъему мантии, формированию и извержению примитивных расплавов. Сухие примитивные магмы возникали в результате частичного плавления аномально горячей мантии вследствие адиабатического апвеллинга в мантийном клине. По мере вовлечения в магмообразование материала коры формировались андезитоиды белоглинского роя даек и, возможно, панфиловского комплекса. Петрогенезис мафитового магматизма в карбоне Рудного Алтая, предполагающий высокий тепловой поток, а также изотопно-геохимические особенности базитов MORB-типа, по альтернативной модели **[5],** интерпретируются как следствие субдукции в силуре спредингового хребта, оказывающей существенное влияние на магматизм субдукционного и аккреционного периода.

Таким образом, в раннем карбоне Горного Алтая был проявлен мантийный магматизм обогащенного источника, расположенного в астеносферной мантии, с которым связано промышленное железотитановое оруденение, в то время как в Рудном Алтае магматизм был связан с деплетированным источником MORB-типа в литосферной мантии и не перспективен на железотитановые руды.

[1] *Гусев Н.И.* Рудопродуктивный магматизм Северо-Западного Алтая. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ., 2015. 270 с.

[2] *Гусев Н.И., Мурзин О.В.* Раннекаменноугольный габбро-гранитный магматизм в российском Рудном Алтае // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 60–65.

[3] *Гусев Н.И., Федак С.И.* Магматизм стадии закрытия Палеоазиатского океана в Рудном Алтае и Иртышской зоне смятия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 93–95.

[4] *Шокальский С.П.* Петрохимия Харловского титаноносного интрузива в Горном Алтае // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1990. № 776. С. 110–118.

[5] *Cai K., Sun M., Yuan C. et al.* Carboniferous mantle-derived felsic intrusion in the Chinese Altai, NW China: Implications for geodynamic change of the accretionary orogenic belt // Gondwana Research. 2012. V. 22, № 2. P. 681–698.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ ГРАНИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ГОРНОГО АЛТАЯ

Н.И. Гусев

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

Интрузивные массивы порфировидных биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов и лейкогранитов участвуют в строении Рахмановского очагового гранитоидного ареала в Холзуно-Чуйской зоне Горного Алтая, охватывающего площадь около 100 км в поперечнике на границе России, Казахстана и Китая (массивы Орочаганский, Самахинский, Ак-Алахинский, Ильдегемский и другие). Вмещающими для интрузивов являются флишоидные образования кембро-ордовикского возраста. Контакты массивов чаще всего согласные со слоистостью, на многих обнажениях в долинах рек Кара-Алахи, Байжигита, Ильдегема отмечается облекание выходов гранитов ороговикованными флишоидами. Ореолы роговиков распространяются на 5–7 км от контактов массивов. На основании характерного крупнозернистого порфировидного облика, повышенной калиевости и ассоциирующего вольфрамового оруденения они рассматривались как пермские граниты (калбинский тип) **[1]**, а при составлении ГГК-1000 третьего поколения **[2]** были отнесены к раннеюрскому чиндагатуйскому комплексу.

Наиболее доступны для изучения граниты Ак-Алахинского плутона, который в плане имеет овальную форму, размеры 22×11 км и вытянут в меридиональном направлении. Характерно постоянное присутствие в гранитах округлых мафитовых включений размером несколько сантиметров в поперечнике, реже до 10–15 см, независимо от близости к контакту массива или глубины эрозионного среза.

Основной объем интрузивов слагают порфировидные биотитовые граниты (главная фаза), ко второй фазе относятся подчиненные двуслюдяные граниты и их жильные отщепления – мусковит-турмалиновые лейкограниты.

Крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты состоят из кварца (30–35 %), микроклина (20–40 %), олигоклаз-андезина (An_{25-35}) (23–37 %), биотита (до 10 %). Порфировое сложение обусловлено выделениями микроклина, обычно размером 1–3 см, иногда до 5–7 см. На некоторых участках наблюдаются полосы шириной 1–2 м, насыщенные выделениями микроклина, составляющими до 50 % объема породы. Двуслюдяные граниты состоят из кварца (33 %), микроклина (27 %), олигоклаза (32 %), биотита и мусковита (1–5 %). Текстуры слабопорфировидные, преобладают массивные равномерно-зернистые. Мусковит-турмалиновые лейкограниты преимущественно средне-мелкозернистые, обогащены кварцем (до 40 %), содержат мусковит (1–5 %) и турмалин (2–7 %).

Согласно петрохимическим параметрам **[8]** граниты являются магнезиальными, плюмазитовыми (ASI 1.12-1.19) и относятся к высококалиевой (K_2O~4.6 %) известково-щелочной серии. При нормализации на состав примитивной мантии (рис. 1, *а*) проявлены положительные аномалии K, Cs, Pb, а в лейкогранитах, кроме того, еще U и P. Резко проявлен дефицит Ti, но не выражены отрицательные аномалии Ta и Nb. Суммарное содержание РЗЭ около 150 ppm в биотитовых гранитах и уменьшается до 33.43 ppm в лейкогранитах. При этом графики распределения РЗЭ остаются конформными (рис. 2, *а*), степень фракционированности РЗЭ убывает ($(La/Yb)_N$ уменьшается от 4.54 до 2.41), но величина Eu-минимума изменяется мало (Eu/Eu* 0.58–0.50). На дискриминационных диаграммах Н. Харриса и Дж. Пирса, использующих малоподвижные элементы: Ta, Nb, Y, Yb, Rb, Hf, они размещаются в поле постколлизионных гранитов.

Циркон из двуслюдяных гранитов в центральных частях зерен имеет ритмичную в КЛ осцилляторную зональность, краевые части обычно черные незональные (рис. 2). По результатам измерений в краевых частях зерен, среднее содержание U 466 ppm, Th 71 ppm, отношение Th/U варьируется от 0.10 до 0.66 и в среднем составляет 0.19. Полученный конкордантный возраст 411±5 млн лет рассматривается как возраст кристаллизации двуслюдяных порфировидных

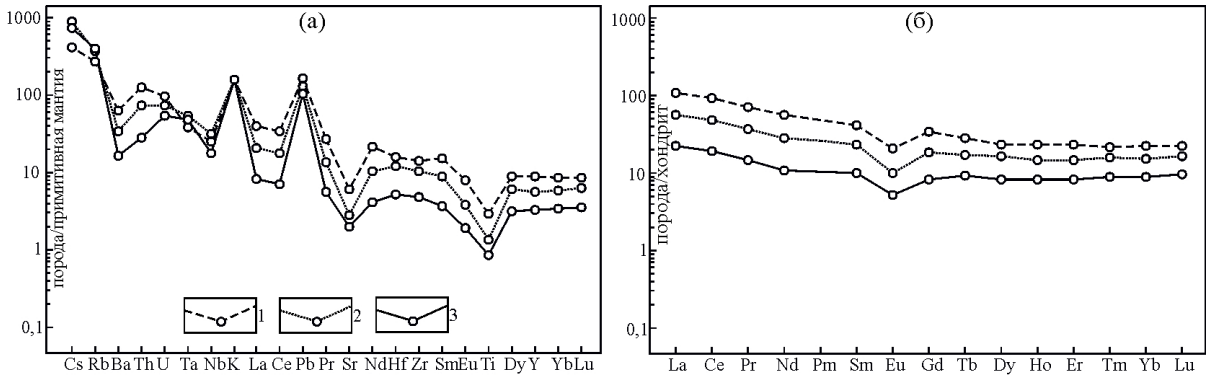


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для типовых разновидностей гранитов Ак-Алахинского плутона. *1* – биотитовые граниты; 2 – двуслюдяные граниты; 3 – лейкограниты.

гранитов. Они характеризуются отношением $^{147}Sm/^{144}Nd$ 0.1438, имеют слабоположительное значение $\varepsilon_{Nd}(T)$ +0.5 и Nd-модельный возраст протолита $T_{Nd}(DM\text{-}2st)$ 1.13 млрд лет.

По данным циркониевого геотермометра **[10]**, биотитовые граниты являются «горячими» (T_{Zr}=788–800 °С) т.е. образовались за счет дегидратационного плавления источника с притоком избыточного тепла. По петрографическому составу, геохимическим особенностям, наличию мафитовых микрогранулярных включений и возрасту граниты Ак-Алахинского плутона близки к плюмазитовым гранитам массива Kuwei (419±9 млн лет) в Китайском Алтае **[9]**. Присутствие ювенильного вещества в этих гранитах предполагает плавление метаосадочных пород, смешивающихся с мантийным базальтовым расплавом. В качестве геодинамического механизма формирования таких гранитов привлекается модель субдукции спредингового хребта в обстановке активной континентальной окраины, вызывающая процессы андерплейтинга края континента горячими базальтовыми расплавами **[9]**.

Следует отметить, что девонские калиевые порфировидные граниты в Юго-Восточном Алтае не обнаруживают однозначной возрастной приуроченности. По U-Pb датированию (SHRIMP II) граниты боровлянского комплекса дают в Чарышском массиве 399±3 млн лет, Маралихинском массиве – 392±5 млн лет, Колыванском массиве – 391–392±3 млн лет **[4]**, в то время как порфировидные калиевые граниты юстыдского комплекса имеют возраст 375±5 млн лет (среднее по пяти пробам) **[6]**.

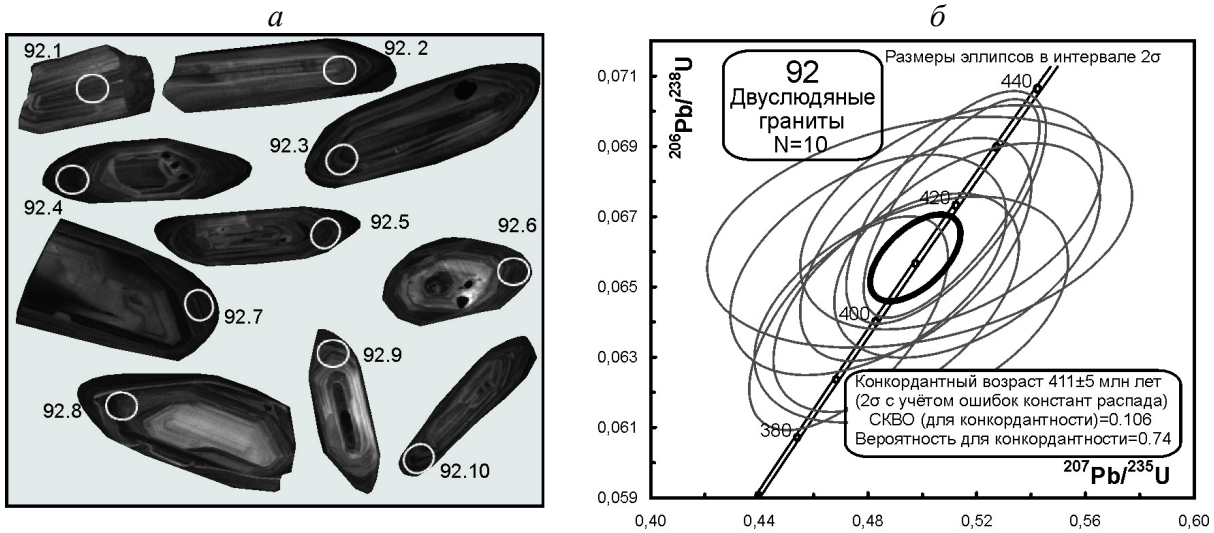


Рис. 2. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона из двуслюдяных порфировидных гранитов Ак-Алахинского плутона и результаты определения U-Pb возраста (изотопный центр ВСЕГЕИ, аналитик Н.В. Родионов).

Граниты Ак-Алахинского плутона могут быть отнесены к рахмановскому гранодиорит-гранитовому комплексу **[7]**, если расширить его возрастной диапазон формирования, начиная с раннего девона. По времени становления раннедевонские калиевые граниты в Холзуно-Чуйской зоне предшествовали формированию вулканотектонических структур центрального типа (Аксайской и Калгутинской), сложенных высококалиевым аксайским вулканическим комплексом, для которого получены U-Pb датировки (SHRIMP II) по семи пробам, составляющие в среднем 405±5 млн лет **[5]**. В отличие от вольфрам-редкометалльных триас-юрских гранитов **[3]**, с которыми связано промышленное вольфрамитовое (Калгуты (Россия), Кызылтау (Монголия)) и редкометалльное (Алахинское) оруденение, с раннедевонскими гранитами ассоциируют шеелитовые руды, имеющие менее важное значение (месторождения Джулалю и, возможно, Урзарсай, рудопроявления Самаха, Ак-Алахинское, Ильдегемское и др.). Разбраковка и картирование раннедевонских и триас-юрских порфировидных плюмазитовых гранитов имеют важное значение для локализации площадей поисковых работ на вольфрам-редкометалльное оруденение.

[1] *Геологическая карта СССР* масштаба 1:200000. Серия Горно-Алтайская. Лист M-45-XXII, XXVIII. Объяснительная записка / Сост.: В.К. Дмитриева, К.Л. Волочкович, А.К. Савосина, Г.А. Шмидт. М.: Недра, 1965. 105 с.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации* масштаба 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист M-45-Горно-Алтайск. Объяснительная записка / С.И. Федак, Ю.А. Туркин, А.И. Гусев и др. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.

[3] *Гусев Н.И.* Хронология магматизма (SHRIMP II) Калгутинской редкометально-вольфрам-молибденовой рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 3. С. 280–296.

[4] *Гусев Н.И.* Рудопродуктивный магматизм Северо-Западного Алтая. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ. 2015. 270 с.

[5] *Гусев Н.И., Гусев А.И.* Железооксидные медно-золото-редкоземельные гидротермально-метасоматические системы IOCG-типа Большого Алтая // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. Алмааты, 2012. С. 243–253.

[6] *Гусев Н.И., Шокальский С.П., Вовшин Ю.Е. и др.* Гранитоиды и базиты Юстыдского рудного узла // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 82–98.

[7] *Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области* / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

[8] *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J.* A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 11. P. 2033–2048.

[9] *Kai C., Sun M., Yuan C. et al.* Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China // Lithos. 2011. V. 127. P. 261– 281.

[10] *Watson E., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 64, № 2. P. 295–304.

ВЛИЯНИЕ ОКРЕМНЕНИЯ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА КАРБОНАТОВ

Е.М. Данилова, М.Г. Несмелова***

*Иркутск, ИФ «ООО Роснефть-Бурение», DanilovaEM@ifrnb.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mashusti21@mail.ru

Перспективность нефтегазовых месторождений зависит от многих факторов, среди которых одну из значимых позиций занимает тип коллектора и его качественные характеристики. Работа с карбонатными коллекторами в нефтегазовой промышленности играет важную роль в повышении ресурсного потенциала различных регионов нашей страны. В связи с этим, объективная детализация данных по этой теме может существенно повлиять на проектирование и ведение работ с разными типами коллекторов. В данной работе рассматриваются лишь процессы окремнения, обусловливающие коллекторские свойства карбонатов.

Основной материал был изучен комплексом геофизических исследований и в керне Юрубчено-Тохомского нефтегазоконденсатного месторождения, расположенного в Лено-Тунгусской нефтегазовой провинции. Главные запасы углеводородов на данном объекте приурочены к карбонатным отложениям среднего и верхнего рифея. Кавернозность в отложениях рифея развита практически повсеместно с различной степенью интенсивности. Это вторичная пустотность, образовавшаяся за счет выноса кальцитового и доломитового материала из полостей трещин и селективного выщелачивания отдельных гнезд и стяжений. Типы коллекторов преимущественно трещинный и кавернозно-трещинный.

Постседиментационные изменения карбонатных пород достаточно разнообразны, но наиболее распространены перекристаллизация, выщелачивание и окремнение, которое, по мнению авторов, играет ведущую роль в формировании пустотного пространства в карбонатном коллекторе **[1]**.

Окремнение – это процесс замещения карбонатов кремнеземом, происходящий в стадии диагенеза в результате перераспределения кремнисто-карбонатного вещества, находящегося в осадке, или заполнения кремнеземом пор, каверн и трещин. Породы рифея содержат большое количество неравномерно распределенного кремнезема – от 5 до 80 % **[3]**.

В работе **[4]** авторы описывают пять форм окремнения, выявленных при изучении кернового материала рифея:

1) микрокристаллическое кремнистое вещество, неравномерно замещающее основную массу породы;

2) микро- и тонкокристаллический кремнезем, распределенный грубопараллельно напластованию в виде линз и прерывистых слойков в строматолитовых доломитах;

3) микрокристаллический кремнезем, участками замещающий карбонатный цемент и отдельные форменные элементы в доломитах;

4) микро- и тонкокристаллический кварц и радиально-лучистый халцедон, выполняющий седиментационные пустоты;

5) практически полное замещение доломита кремнеземом с сохранением первичной структуры карбоната.

Процесс окремнения, преобладающий в строматолитовых доломитах, непосредственно влияет на фильтрационно-емкостные свойства пород, увеличивая густоту как минерализованных, так и открытых трещин **[4]**. Но прежде всего окремнение способствует приобретению породой твердых и хрупких свойств, которые благоприятны для образования трещиноватости и возникновения системы пустот выщелачивания, т.е. повышения их коллекторских свойств.

Диагностика окремнения осуществляется по данным геофизических исследований скважин и фиксируется по комплексному анализу различных методов **[2]**. Из результатов интерпретации следует, что вскрываемые отложения рифея являются окремненными по всей толще в большей или меньшей степени.

Индекс хрупкости отражает способность породы растрескиваться под действием прило-

женного напряжения и удерживать образовавшиеся трещины в открытом состоянии **[5]**, формируя благоприятные магистрально-проводящие зоны для миграции углеводородов.

Учитывая вышеизложенное, можно предположить, что хрупкость породы, сформированная вторичными процессами, – одно из важных геомеханических свойств при прогнозировании трещиноватых зон рифея, являющихся магиистрально-проводящими зонами для миграции углеводородов, и выделении перспективных аномально-проницаемых областей коллектора.

[1] *Тумашов И.В.* Влияние постседиментационных процессов на формирование коллекторских свойств венд-нижнекембрийских карбонатных отложений // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8, № 1. doi:10.17353/2070-5379/1_2013.

[2] *Александров Б.Л.* Изучение карбонатных коллекторов геофизическими методами. М.: Недра, 1979. 200 с.

[3] *Багринцева К.И., Сауткин Р.С., Шершуков Г.И., Немова В.Д. и др.* Исследование структуры пустотного пространства образцов керна скважин Юрубчено-Тохомского месторождения. ООО «ВНИГНИ-2/2», 2012.

[4] *Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М., Маркова В.Н., Найденов О.В., Рябченко В.Н.* Фациальная обусловленность развития коллекторов в рифейских отложениях Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления // Геология нефти и газа. 2006. № 5. С. 34–42.

[5] *Данько Д.А.* Методика выявления перспективных объектов в баженовской свите на основе комплексирования геомеханических, геохимических и геофизических параметров // Геофизика. 2015. № 2. С. 38–47.

НОВАЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ АССОЦИАЦИЯ УГЛЕРОДНЫХ ФАЗ В ГЕЙЗЕРИТАХ И ТРАВЕРТИНАХ ПРИОЛЬХОНЬЯ И ОСТРОВА ОЛЬХОН

Ю.В. Данилова, Т.Г. Шумилова**, Е. Майер***, Б.С. Данилов**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, jdan@crust.irk.ru, boris@crust.irk.ru
**Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, shumilova@geo.komisc.ru
***Aachen, Germany, RWTH Aachen University, mayer@gfe.rwth-aachen.de

Гейзериты и ассоциирующие с ними травертины установлены и изучены на территории западного побережья озера Байкал и северной оконечности острова Ольхон. Излияние палеотерм относится к этапу развития Байкальской рифтовой зоны в позднечетвертичное время, в интервале 20–24 тыс. лет **[1–3]**.

В ходе комплексного изучения углеродных фаз (оптическая, сканирующая электронная и атомно-силовая микроскопия, микрозондовый, термический и рентгенофазовый анализы, битуминологические исследования) получены новые данные об условиях и механизме формирования гейзеритов и травертинов в позднечетвертичный период развития Байкальской рифтовой зоны.

Результаты выполненных исследований показывают, что в позднечетвертичных гидротермальных породах Приольхонья и острова Ольхон присутствуют несколько углеродных фаз, которые представлены графитом, монокристаллическим α-карбином, тонкодисперсным аморфным углеродным веществом и битумами.

Наиболее широко распространенной углеродной фазой гейзеритов и травертинов является высокоупорядоченный графит, сопоставимый по степени структурного совершенства с графитом из пород амфиболитовой фации метаморфизма **[4]**.

В плоскости (002) графита наблюдаются многочисленные плоскогранные и кривогранные нанокристаллиты гексагонально-пирамидального, гексагонально-призматического и гексагонально-пирамидально-пинакоидального габитуса, которые образуют единый слой на поверхности частиц. Нанокристаллиты подобного габитуса были синтезированы из углеродсодержащей плазмы при низком давлении и температуре подложки около 650 °С **[5]**. Выявленные морфоструктурные особенности поверхностей частиц и зерен графита позволяют предполагать, что механизм их роста был во многом аналогичен механизму коалесценции островков на подложке в условиях свободного роста из пересыщенных растворов и (или) из газовой фазы **[6]**.

На поверхности частиц и зерен графита из гейзеритов и травертинов впервые обнаружены наноразмерные морфоструктуры, представляющие собой совокупность практически идеально круглых углублений, которые встречаются наряду с гладкими сколами. В графите магматического, метаморфического, метасоматического, и пневматолитового происхождения ранее такие морфоструктуры не были установлены **[7]**. Это позволяет рассматривать их как типоморфный признак графита, кристаллизовавшегося из флюидонасыщенных гидротермальных растворов.

Следует особо подчеркнуть, что в гейзеритах Приольхонья впервые обнаружен природный α-карбин – модификация углерода, которая ранее была получена только в экспериментальных условиях **[7–11]**. Более известны находки карбиноподобных углеродных фаз в импактитах **[12]**. К сожалению, область РТ-устойчивости α-карбина определена недостаточно четко **[13]**. Судя по результатам экспериментальных исследований **[7–11]**, кристаллический α-карбин образуется при температуре выше 400 °С, а аморфные β-карбиноподобные углеродные фазы – при более низкой температуре **[7, 9]**.

Присутствие в травертинах и гейзеритах битумов позволяет предполагать, что графит в этих породах образовался в результате пиролиза углеводородов. По экспериментальным данным, поликонденсация углеводородов при атмосферном давлении с образованием графита обычно происходит при температурах 500–700 °С **[7, 14]** и 650–850 °С по оценке природных флюидогенных графитов **[15]**. Однако в некоторых случаях синтез кристаллического графита из водного раствора возможен и при более низкой температуре – 100–300 °С **[16]**.

В целом полученные данные свидетельствуют о том, что исходными для гейзеритов и травертинов Приольхонья и острова Ольхон послужили насыщенные кремнеземом и обогащенные углеводородами растворы/флюиды, температура которых была не ниже 400 °С. Это заключение хорошо согласуется с результатами петрографических и минералогических исследований гейзеритов Приольхонья **[1–3]** и, в частности, с присутствием в них равновесного с халцедоновым матриксом тремолита, температура образования которого составляет не менее 400 °С **[17]**.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 12–С–5–1035) и РФФИ (проекты № 13–05–00206, РФФИ_ сибирь № 14–45–04091).

[1] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Сковитина Т.М.* Позднечетвертичная «Долина Гейзеров» на западе Байкальского рифта (Ольхонский регион) // ДАН. 2004. Т. 395, № 3. С. 387–391.

[2] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Склярова О.А., Сковитина Т.М., Данилова Ю.В., Орлова Л.А, Ухова Н.А.* Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне: современные горячие источники и продукты отложения из палеотерм // ДАН. 2007. Т. 412, № 2. С. 257–261.

[3] *Скляров Е.В., Сковитина Т.М., Склярова О.А., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Великославский С.Д.* Позднечетвертичные высокотемпературные гейзериты Приольхонья (Байкальская рифтовая зона): петрографические и минералогические особенности, состав и условия формирования // Петрология. 2014. Т. 22, № 6. С. 580–591.

[4] *Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н.* Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 400 с.

[5] *Glad X., Poucques L., Jaszczak J.A., Belmahi M., Ghanbaja J., Bougdira J.* Plasma synthesis of hexagonal-pyramidal graphite hillocks // Carbon. 2014. V. 76. P. 330–340.

[6] *Кукушкин С.А., Осипов А.В.* Процессы конденсации тонких пленок // Успехи физических наук. 1998. Т. 168, № 10. С. 1083–1116.

[7] *Шумилова Т.Г.* Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 318 с.

[8] *Федосеев Д.В., Новиков Н.В., Вишневский А.С., Теремецкая И.Г.* Алмаз. Справочник. Киев: Наукова Думка, 1981. 78 с.

[9] *Кудрявцев Ю.П., Евсюков С.Е., Гусева М.Б., Бабаев В.Г., Хвостов В.В.* Карбин – третья аллотропная форма углерода // Известия АН. Серия химическая. 1993. № 3. С. 450–463.

[10] *Heimann R.B., Evsykov S.E., Kavan L.* Carbyne and carbynoid structures. Dordrecht – Boston – London: Kluwer Academic Publishers, 1999. 446 p.

[11] *Сладков А.М.* Карбин – третья аллотропная форма углерода. М.: Наука, 2003. 151 с.

[12] *El Goresy A., Donney G.A.* A new allotropic form of carbon from the Ries crater // Science. 1970. V. 170, № 3861. P. 331–340.

[13] *Bundy F.P., Bassett W.A., Weathers M.S., Hemley R.J., Mao H.K., Gocharov A.F.* The pressure-temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994 // Carbon. 1996. V. 34, № 2. P. 141–153.

[14] *Руденко А.П., Кулакова И.И., Скворцова В.Л.* Химический синтез алмаза. Аспекты общей теории // Успехи химии. 1993. Т. 62, № 2. С. 99–117.

[15] *Luque F.J., Pasteris J.D., Wopenka B., Rodas M., Barrenechea J.F.* Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation // American Journal of Science. 1998. V. 298. P. 471–498.

[16] *Dunin-Barkovsky R.L., Dunin-Barkovsky A.R., Drozdova O.V., Kidyarov B.I., Kolyago S.S, Kozhbakhteyev E.M., Lisitsina E.E., Mar'in A.A., Slovtsov I.B.* Low-temperature growth of diamond seedings in acid solutions // Chemistry for Sustainable Development. 2000. № 8. P. 147–153.

[17] *Hawthorne F.C., Oberti R., Ventura G.D., Mottana A.* Amphiboles: crystal chemistry, occurrence and health issues // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2007. V. 67. 545 p.

ЮРСКИЕ ОСАДКИ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЗАКРЫТИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНА

Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов*, Е.А. Михеева*, А.В. Аржанникова*, А.О. Фролов*, С.Г. Аржанников*, Н.В. Брянский**, Л.З. Резницкий*, Л.А. Павлова**, О.В. Зарубина***

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

Закрытие Монголо-Охотского палеоокеана происходило вследствие сближения группы палеозойских террейнов и Сибирского континента. В результате этого события с южной стороны Сибирского континента возникло горное сооружение, продукты размыва которого находятся в юрских отложениях Иркутского бассейна. Объект изучения расположен на юге Сибирской платформы и протягивается широкой полосой от берега оз. Байкал на северо-запад на 540 км. Юрские толщи Иркутского бассейна представлены континентальными отложениями – русловыми, озерными и болотными фациями. По биостратиграфическим данным разные авторы предполагают, что накопление осадков в Иркутском бассейне происходило с тоара по байос **[1]** или с плинсбаха – начала тоара по аален **[2, 3]**, т.е. согласно современной геохронологической шкале в интервале не более чем 190–170 млн лет. Стратиграфическая схема отложений, принятая в 1981 г. **[2]**, до сих пор является дискуссионной **[1, 3, 4]**. На ее основе юрские отложения Иркутского бассейна отнесены к нижней-средней юре и разделены на три основные свиты: нижнюю черемховскую, среднюю присаянскую и верхнюю кудинскую. В данной статье мы приводим первые данные U-Pb датирования детритовых цирконов методом LA-ICP-MS из осадочных толщ присаянской и кудинской свит.

Присаянская свита подразделяется на две подсвиты – иданскую (нижнюю) и суховскую (верхнюю). Нижняя часть свиты сложена аркозовыми, местами полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями маломощных конгломератов. Верхняя часть присаянской свиты наиболее полно представлена на территории г. Иркутска и сложена мелкозернистыми песчаниками, углистыми аргиллитами, прослоями угля мощностью первые десятки сантиметров. Детритовые цирконы отобраны из среднезернистого лимонитизированного песчаника с глинистым цементом, слагающего верхнюю часть разреза присаянской свиты.

Кудинская свита, выделенная впервые Н.И. Фоминым **[5]**, занимает самую верхнюю часть юрских отложений. Кудинская свита опробована в опорном разрезе возле дер. Жердовка в правом борту р. Куда. Видимая мощность отложений порядка 60 м. Нижняя часть разреза сложена пачкой крупнозернистых песчаников мощностью до 10 м. Основная часть разреза мощностью до 20 м представлена конгломератами с прослоями крупнозернистого песчаника до 1 м. Верхняя часть разреза сложена белесыми карбонатизированными песчаниками мощностью до 10 м. Детритовые цирконы выделены из нижней и верхней части разреза.

Выделение детритовых цирконов и подготовка их к U-Pb датированию выполнены в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск). Использован стандартный набор методик выделения циркона с применением электромагнитного сепаратора, концентрационного столика и тяжелых жидкостей. U-Pb датирование цирконов проведено на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Q-ICP-MS Perkin Elmer NexION 300D с лазерной платформой NWR 213 (New Wave Research, USA) на основе твердотельного лазера Nd:YAG. Длина волны лазера платформы 213 нм. Прибор установлен на базе Института геохимии СО РАН (г. Иркутск). Данные обработаны с помощью программы Glitter. Качество съемки контролировалось измерением стандартов цирконов MudTank, GJ-1, Plesovice, 91500, Temora. Расчет возраста осуществлялся относительно стандарта GJ-1.

Полученные U-Pb данные (рисунок) показывают, что в присаянской свите зафиксированы цирконы двух возрастных генераций 1.86–3.24 млрд лет (50 %) и 420–610 (50 %) млн лет. Для нижней части кудинской свиты выделены три возрастные группы цирконов: 1.85–

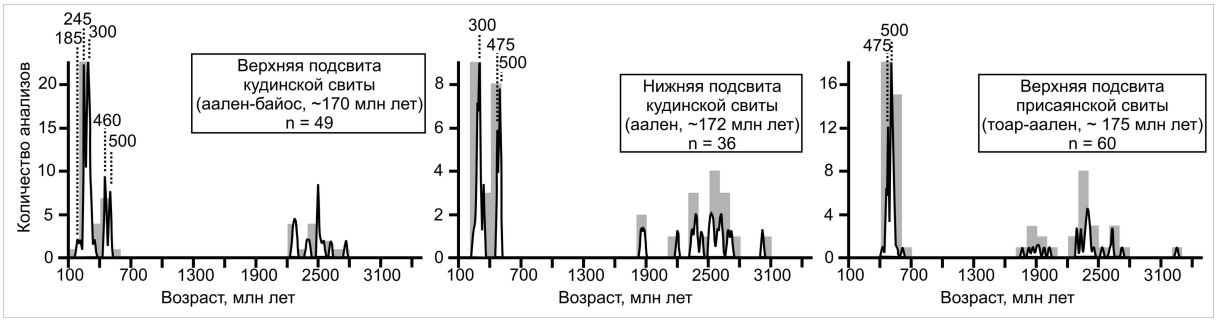


Диаграмма распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов, построенная по алгоритму ядерной оценки плотности (kernel density estimation) с использованием программы DensityPlotter [6]. При построении диаграммы использован интервал сглаживания в 5 млн лет.

3.00 млрд лет (54 %), 460–490 (15 %) млн лет и 240–330 (31 %) млн лет. Для цирконов из верхней части кудинской свиты также получены три возрастные генерации: 2.25–2.76 млрд лет (33 %), 440–500 (13 %) млн лет и 185–345 (54 %) млн лет.

Возраст детритовых цирконов из отложений верхней части присаянской свиты Иркутского бассейна показывает, что данные отложения формировались преимущественно за счет разрушения пород фундамента Сибирской платформы и ближнего Палеозабайкалья (например, Слюдянка). Смена области сноса при формировании кудинской свиты отражена в появлении генерации цирконов возрастом моложе 350 млн лет. При этом количество древних цирконов (более 1.8 млрд лет) вверх по разрезу снижается. Цирконы юрского возраста зафиксированы только в верхней части отложений кудинской свиты. Это говорит о том, что в формировании осадков начинает участвовать вулканогенный материал юрского возраста, поступающий из более южных районов Палеозабайкалья.

Полученные нами ранее геохимические и Sm-Nd изотопные данные для свит, слагающих осадочный разрез юрского возраста Иркутского бассейна, показывают, что при накоплении осадочного материала доля местных источников сноса с течением времени снижалась, а доля забайкальского источника – увеличивалась **[7]**. Наблюдаемое увеличение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в юрских отложениях от нижних толщ к верхним свидетельствует о добавлении к осадочной породе молодого вулканогенного материала с мантийными характеристиками. Это косвенно маркирует усиление вулканических процессов, тектонической активности региона и орогенеза на момент образования исследуемых осадков. Полученные нами данные U-Pb датирования детритовых цирконов из присаянской и кудинской свит, которые слагают верхнюю часть осадочного комплекса Иркутского бассейна, подтверждают сделанный ранее вывод.

Таким образом, полученные нами первые U-Pb данные (методом LA-ICPMS) для детритовых цирконов кудинской свиты и верхней части присаянской свиты показывают, что при накоплении осадочного материала Иркутского бассейна доля местных источников сноса с течением времени снижалась, а доля протозабайкальского источника увеличивалась. Возможно, аккумуляция осадков присаянской свиты Иркутского бассейна происходила до активной фазы формирования Протозабайкальского орогена. Во время формирования отложений кудинской свиты начался размыв комплекса пород, слагающих этот ороген, формирование которого произошло после закрытия Монголо-Охотского океана. Иными словами, закрытие океана в этом регионе по вышеприведенным данным предполагается между тоаром (~180 млн лет назад) и концом аалена (~175 млн лет назад).

Исследования проведены при финансовой поддержке проекта 13-05-91052_НЦНИ. Использование оборудования для осуществления исследовательских работ данной статьи осуществлялось в рамках Байкальского аналитического центра коллективного пользования (г. Иркутск).

[1] *Киричкова А.И., Травина Т.А.* Фитостратиграфия юрских угленосных отложений Иркутского бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 89–102.

[2] *Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири* (МСК СССР). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 91 с.
[3] *Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
[4] *Акулов Н.И., Фролов А.О., Мащук И.М., Акулова В.В.* Юрские отложения южной части Иркутского осадочного бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 4. С. 40–63.
[5] *Деев Ю.П.* Юрские отложения южной окраины Иркутского амфитеатра // Геология СССР. Т. XVII. Иркутская область. М.: ГНТИ, 1962. С. 257–278.
[6] *Vermeesch P.* On the visualisation of detrital age distributions // Chemical Geology. 2012. V. 312–313. P. 190–194. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.
[7] *Михеева Е.А., Фролов А.О., Демонтерова Е.И.* Модельные (Sm-Nd) возрасты отложений Иркутского бассейна как индикаторы источников сноса // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле: Материалы конференции. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. С. 150–151.

РАЗЛОМЫ И ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: УГЛЫ ПАДЕНИЯ И АЗИМУТЫ ПРОСТИРАНИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ СМЕЩЕНИЯ

В.М. Демьянович, А.В. Ключевский

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

Внимание многих исследователей внутреннего строения и эволюции литосферы обращено на изучение разломов, потому что в них происходят наиболее интенсивные преобразования и деформации геологического материала. Разломы играют важнейшую роль в формировании рифтов, и при изучении разломов Байкальского рифтовой зоны (БРЗ) были применены различные методы, начиная с традиционных геологических и заканчивая физическим и математическим моделированием **[1, 2]**. Как известно, БРЗ начала развиваться на кристаллическом фундаменте с начала кайнозоя и продолжает формироваться в настоящее время, на что указывают активные перемещения по разломам и сейсмичность **[3]**. Предопределенность формирования БРЗ в зоне сочленения Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса обусловлена резко контрастными вещественными и термомеханическими свойствами и структурой этих геологических тел. Крупные разломы БРЗ являются древними дизъюнктивами, активизированными при кайнозойском растяжении: они играют главную роль в формировании впадин. Рифтовые впадины ограничены разломами (Тункинский, Приморский, и др.), имеющими кайнозойскую (иногда голоценовую) активизацию и характеризующимися сбросовыми или сбросо-сдвиговыми смещениями **[4]**. Поперечный профиль большинства депрессий асимметричен, северные и северо-западные склоны более высокие и крутые, а кристаллическое основание впадин рассечено мелкими разломами. Морфологическая и структурная асимметрия впадин определяется тем, что их северные и северо-западные борта сформированы крупными разломами, главным образом сбросами, а юго-восточные – относительно плавными изгибами фундамента с незначительными разрывными смещениями. Подавляющее большинство разломов рифтовой зоны по морфолого-генетическому типу относится к сбросам с углами падения от 50 до 70° и наклоном в сторону центральных частей грабена. Сдвиговая компонента выявляется у впадиноконтролирующих разломов юго-западной и северо-восточной части БРЗ. Субширотные сдвиги имеют, как правило, левостороннюю составляющую, субмеридиональные – правостороннюю. По отношению к основному простиранию БРЗ разрывные нарушения подразделяются на продольные, поперечные и кососекущие. Наиболее распространены разломы северо-восточной направленности с доминирующей ориентировкой ~55°. Направленность общего структурного плана БРЗ объясняется, вероятно, наследственным влиянием разломной тектоники различного иерархического уровня. Поперечные «скрытые» разломы БРЗ подразделяются на три группы: межзвеньевые, межвпадинные и внутривпадинные **[5]**. Эти разломы сыграли большую роль в развитии структурных элементов земной коры и в эволюции Байкальского рифта.

Землетрясения служат одним из основных источников информации при решении фундаментальной проблемы роли разломов в преобразованиях тектонических напряжений и строении литосферы. Использование землетрясений дает возможность изучения современного этапа разломообразования на различных глубинах и в труднодоступных районах. Главные особенности распределения эпицентров землетрясений на территории БРЗ выражены в концентрации толчков в виде полос преимущественно северо-восточной ориентировки и поперечной простиранию рифтовой зоны дискретности эпицентрального поля, проявляющейся в чередовании крупных областей повышенной и пониженной плотности эпицентров **[6]**. Общая направленность полос повышенной концентрации эпицентров совпадает с простиранием основных новейших тектонических структур и разломов, однако геоморфологически хорошо выраженные разломы не всегда сейсмически активны, а в некоторых случаях сейсмическая деятельность проявляется в их пределах лишь фрагментарно (Приморский, Главный Саянский и другие раз-

ломы). При анализе распределения эпицентров толчков БРЗ была выявлена блоковая делимость земной коры **[7]**.

Землетрясения являются следствием тектонических деформаций и обычно ассоциируются с прерывистыми смещениями блоков литосферы по уже существующим разломам. Такие деформационные процессы происходят в очень широких пределах масштабов, и чрезвычайно важным аспектом очаговой сейсмологии и геотектоники является возможность изучения разломов с использованием фокальных параметров землетрясений различных энергетических классов. В моделях разломного разрушения землетрясения отражают эволюцию разломной зоны сдвига и через параметры очагов характеризуют напряженное состояние среды и структуру разрывных нарушений в зоне разлома, в пределах которой произошли толчки. Эта информация уникальна, так как нет других способов исследований напряженно-деформированного состояния горных пород в глубинах литосферы. Понимание важности решения этой проблемы в БРЗ пришло давно, и в регионе более полувека ведется определение фокальных механизмов землетрясений. Информация о фокальных параметрах землетрясений рассредоточена в разных литературных источниках, и обобщающей базы данных нет. Используемая нами выборка фокальных решений описана в работе **[8]**. Представительность данных, структура фокальных механизмов и средние распределения параметров по выборке в целом и с учетом типа подвижки в очаге проанализированы в работе **[9]**. Отмечено, что совпадение средних углов падения, модулей углов скольжения и азимутов простирания взбросов и сбросов не исключает противоположных смещений по зонам одних разломов при инверсии напряженного состояния литосферы. Распределения углов и средние углы падения, полученные по общей выборке и по выборкам подвижек разных типов, близко соответствуют друг другу для обеих нодальных плоскостей и превышают 50°, указывая на крутое погружение зон разломов. Азимуты простирания STK_1 нодальной плоскости NP_1 в основном северо-восточные, а азимуты простирания плоскости NP_2 преобладающе юго-западные. Круговые диаграммы азимутов простирания по данным о толчках сбросового, сдвигового и взбросового типа показали, что по первой нодальной плоскости сбросы и сдвиги имеют преимущественно северо-восточное направление, а у взбросов нет преобладающих направлений. По второй плоскости сбросы ориентированы в юго-западном направлении, сдвиги – в субширотном и субмеридиональном, а у взбросов нет преобладающих направлений.

В данной работе углы падения и азимуты простирания поверхностей смещения 280 землетрясений БРЗ с энергетическим классом $9 \le K_P \le 17$ поставлены в соответствие разломам, наиболее приближенным к эпицентрам исследуемых толчков. Информация о разломах взята из работ **[4, 10, 11].** Такой подход позволяет статистически оценить роль разломов в генерации сильных (и, очевидно, слабых) толчков, найти распределения невязок и связать параметры разломов и очагов землетрясений. Анализ углов падения и азимутов простирания поверхностей смещения в очагах землетрясений БРЗ выполнен с учетом типа подвижки в сейсмическом источнике, а способ разделения землетрясений по типу подвижки описан в работе **[8]**. В анализе углов падения использованы решения для первой нодальной плоскости. Выборка из 280 землетрясений разделена на три группы толчков: 1) с пологими близгоризонтальными углами падения поверхностей смещения в очагах землетрясений ($0° \le DP_1 \le 30°$), общее количество толчков n=28; 2) с промежуточными углами падения ($31° \le DP_2 \le 60°$), n=174; 3) с крутыми близвертикальными углами падения ($61° \le DP_3 \le 90°$), n=78. В используемой выборке преобладают сбросы и толчки распределены в последовательности сброс–сдвиг–взброс как 0.64:0.20:0.16. Для каждой группы построена карта эпицентров и изолиний плотности эпицентров толчков (в площадках 1°×1°) с разными типами подвижки в очаге землетрясения. Сопоставление карт позволяет выделить небольшие территории, на которых происходили сбросовые толчки как с пологими, так и промежуточными и крутыми углами падения. Если это выполаживание главного разлома, то можно предположить наличие в БРЗ активных листрических (греч. ковшеобразных) разломов, генерирующих землетрясения. Азимуты простирания поверхностей смещения в очагах большинства землетрясений согласуются с северо-восточной направленностью основных продольных разломов. Значительная часть разрывов имеет северо-западные азимуты, отражающие иногда «скрытые» поперечные разломы такой ориентации. Небольшая часть землетрясений могла быть сгенерирована кососекущими разломами разной направленности.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 14-45-04011-р_Сибирь_а, 14-05-00308_а).

[1] *Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

[2] *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2003. 244 с.

[3] *Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 91–106.

[4] *Литосфера Центральной Азии* (Основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992–1996 гг.) / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1996. 240 с.

[5] *Хренов П.М., Демин А.Н., Таскин А.Н. и др.* Влияние «скрытых» поперечных разломов на формирование Байкальской рифтовой зоны // Проблемы рифтогенеза. Иркутск: ВСФ, 1975. С. 37–38.

[6] *Golenetsky S.I.* Problems of seismicity of the Baikal rift zone // Journal of Geodynamics. 1990. V. 11. P. 293–307.

[7] *Мишарина Л.А., Солоненко А.В.* Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 70–78.

[8] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Джурик В.И.* Иерархия сильных землетрясений Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 3. С. 279–288.

[9] *Ключевский А.В.* Фокальные параметры сильных землетрясений Прибайкалья: основные закономерности // ДАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 466–470.

[10] *Демьянович В.М., Демьянович М.Г., Ключевский А.В.* Основные разломы Байкальской рифтовой зоны и формируемая ими сейсмичность // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. С. 108–116.

[11] *Шерман С.И., Злогодухова О.Г., Демьянович В.М.* Плотность разломов, ее влияние на сейсмический процесс и флюидную проницаемость литосферы // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. 2007. Вып. 5 (31). С. 68–77.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ФОРМАЦИЙ ЛИНКСИ И ХИНГФУЖИЛУ (ВНУТРЕННЯЯ МОНГОЛИЯ, КИТАЙ), ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.Н. Диденко, Юн-фей Ли**, А.Ю. Песков*, Шоу-лян Сунь**, А.С. Каретников*, Юн-хэн Чжоу***

*Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, itig@itig.as.klib.ru
**Шэньян, Китай, Шэньянский институт геологии и минеральных ресурсов, geology198086@qq.com

Несмотря на значительный прогресс в изучении восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), остается ряд вопросов, особенно по структуре и эволюции палеоокеанических бассейнов (западного и восточного звеньев Монголо-Охотского, Солонкерского-Шара-Муренского), реликты коры которых в виде офиолитов и палеоостроводужных комплексов маркируют одноименные сутуры. Наиболее важные из них следующие: 1) структура, размеры и форма зон на океанической стадии; 2) механизмы и время закрытия палеобассейнов.

Солонкерская зона сопоставляется с позднепалеозойским Внутреннемонгольским палеобассейном с океанической корой, реликты которого находятся между Северо-Китайским кратоном на юге и Южно-Гобийским микроконтинентом на севере. По существовавшим ранее данным и представлениям, Внутреннемонгольский бассейн просуществовал до поздней перми **[3]**, а возможно, до раннего триаса включительно **[7]**, сформировав аккреционно-складчатую структуру позднегерцинского (индосинийского) возраста. Это подтверждается геохронологическими данными по возрасту как детритовых цирконов из осадочной формации Линкси – 250–248 млн лет **[6]**, имеющей широкое распространение в Солонкерской зоне, так и коллизионных гранитов Заалайской зоны – 225–220 млн лет **[2]**.

Имеющиеся палеомагнитные данные для этого района **[8, 12]** показывают, что уже для средне- и верхнепермских пород Солонкерской зоны нет статистически значимых различий в их палеоширотном положении относительно северной окраины Северо-Китайского кратона. Следовательно, можно заключить, что уже к концу перми Солонкерский палеобассейн закрылся. Альтернативное мнение имеют авторы уже цитированной выше работы **[6]**; они считают, что окончательное столкновение между Северным Китаем и Сибирью произошло в раннем триасе. Напрашивается вывод, что относительно эволюции Солонкерского палеобассейна нет однозначного понимания даже его заключительной стадии – закрытия.

Желание разрешить существующую неоднозначность в интерпретации эволюции Солонкерского бассейна и предопределило основную цель настоящей работы китайско-российского коллектива – получение новых качественных палеомагнитных данных на хорошо датированных пермотриассовых породах Солонкерской зоны в пределах китайской части Внутренней Монголии.

Солонкерская шовная зона (Маньчжурский пояс) располагается между Ергун-Хинганской зоной на севере и Северо-Китайским кратоном на юге. В этой шовной зоне наиболее древние породы подверглись метаморфизму низкой и средней ступени, считались переработанным докембрийским фундаментом (комплекс Ондор-Сум). Новые данные показывают, что комплекс выполнен нижнепалеозойскими образованиями передовой дуги и был метаморфизован в конце палеозоя **[5, 6, 9]**. Нижнепалеозойские породы спорадически выходят на поверхность вдоль Солонкерской и Хегеншанской сутурных зон, тогда как верхнепалеозойские, особенно пермские, и нижнемезозойские породы широко распространены.

В разрезе пермских отложений Солонкерской зоны выделяются два стратотипа **[9]** – Центрально-Цзилинский, описанный по разрезам у г. Цзилинь на крайнем востоке зоны, и Линкси, описанный по разрезам у одноименного города в центре зоны. Район наших работ также находился рядом с г. Линкси, поэтому за основу для геологического описания нами использован стратотип Линкси.

В качестве основных объектов палеомагнитного изучения нами были выбраны датированные породы трех формаций: 1) нижнепермской – Цингфенгшан (или Шоушангоу); 2) верхнепермской – Линкси; 3) верхнепермско-нижнетриасовой – Хингфужилу. Отбор палеомагнит-

ной коллекции был произведен совместно с китайскими коллегами. Все лабораторные петро- и палеомагнитные исследования проводились на базе ИТиГ ДВО РАН.

Петро- и палеомагнитные исследования показали, что отобранные (44.58° с.ш. и 118.49° в.д.) нижнепермские осадочные породы формации Цингфенгшан палеомагнитно нестабильны. В вулканогенно-осадочных породах двух верхнепермско-нижнетриасовых формаций Линкси (43.83° с.ш. и 118.77° в.д.) и Хингфужилу (43.75° с.ш. и 118.96° в.д.) удалось выделить характеристические намагниченности, которые воспринимаются нами как первичные для данных пород. В формации Линкси был изучен разрез вулканических пород (андезиты-риолиты), имеющих как прямую, так и обратную полярность характеристической намагниченности. В формации Хингфужилу изучен разрез в основном тонкозернистых песчаников и туфов, имеющих также прямую и обратную полярность характеристической намагниченности.

Время формирования изученных пород этих формаций близко: U-Pb возраст цирконов из вулканитов формации Линкси составляет 248±5 млн лет **[4]**, U-Pb возраст цирконов из туфов формации Хингфужилу – от 253 до 250 млн лет **[13]**. Мы рассчитали среднее направление для пород этих двух формаций, которое в стратиграфической системе координат с учетом поправки за занижение наклонения составляет – Dec=157.8°, Inc=–43.5°, K=10.0, a95=5.8° (координаты палеомагнитного полюса – Plat=64.2°, Plong=350.6°, dp=4.5°, dm=7.2°). Кучность в стратиграфической системе координат в два раза выше, чем в географической, причем ее максимум достигается при введении почти 100%-ной поправки за залегание пород.

Согласно полученным в настоящей работе палеомагнитным данным по Солонкерской зоне и их сопоставлению с одновозрастными палеомагнитными данными по Северо-Китайскому кратону **[10]**, неширокий бассейн между ними мог существовать. Изученный комплекс вулканогенно-осадочных пород формаций Линкси и Хингфужилу с возрастом примерно 250 млн лет формировался в зоне 25±5° с.ш., а расчетное положение ближайшей к изученным объектам Солонкерской зоны точки Северо-Китайского кратона на это время составляло 19±5° с.ш.

Для последующей интерпретации полученных результатов чрезвычайно важно определить генезис изученных вулканитов формации Линкси. Данные химического анализа шести образцов были проанализированы нами на двух дискриминационных диаграммах (впервые химические составы вулканитов были опубликованы в **[4]**, там же проведен более полный геохимический и геохронологический анализ): 1) тройной диаграмме Д. Вуда **[11]**, который предложил ее для разделения различных типов MORB на основе содержания немобильных высокозарядных элементов Th-Hf-Ta. Диаграмма также используется для определения источника средних и кислых лав. В нашем случае гафний не определялся, поэтому мы использовали тройную диаграмму Th-Zr/117-Nb/16, на которой четыре фигуративные точки анализов располагаются в известково-щелочной области, а две – в поле толеитов островных дуг; 2) бинарной диаграмме $Al_2O_3/(MgO+CaO)$-$Fe_2O_3^{tot}/(MgO+CaO)$, недавно разработанной специально для разделения кислых пород **[1]**. На этой диаграмме пять фигуративных точек попадают в поле (I), которое соответствует кислым вулканическим породам зон надсубдукционного магматизма островодужного и окраинно-континентального типа, одна – в поле (II), соответствующее кислым вулканитам зон скольжения внутри- и окраинно-континентального типа.

Полагаем, что имеются достаточно веские доводы для отнесения изученных вулканитов к надсубдукционному типу, предположения о существовании островной дуги в Солонкерском палеобассейне недалеко от окраины Северо-Китайского кратона на рубеже перми и триаса и о закрытии бассейна не в перми, а в раннем триасе.

Работа выполнена в рамках Гос. задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании РФФИ (проект № 15-05-03171а), Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект № 15-I-2-030).

[1] *Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И.* Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 68–73.

[2] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.* Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 4. С. 519–524.

[3] *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г.* Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13–27.

[4] *Bian X-F., Li Y-F., Sun S-L., Gao X-Y.* Zircon U-Pb dating, geochemistry and petrogenesis for Jianshetun volcanic rocks in Eastern Inter Mongolia // Geology and Resources. 2013. V. 22, № 5. P. 360–366.

[5] *Chen B., Ma X.H., Liu A.K., Muhetaer Z.R.* Zircon U-Pb ages of the Xilinhot metamophic complex and blueschist, and implications for tectonic evolution of the Solonker suture // Acta Petrologica Sinica. 2009. V. 25. P. 3123–3129 (in Chinese with English abstract).

[6] *Han J., Zhou J-B., Wang B., Cao J-L.* The final collision of the CAOB: Constraint from the zircon U-Pb dating of the Linxi Formation, Inner Mongolia // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. P. 211–225.

[7] *Maruyama S., Isozaki Y., Kimjura G., Terabayashi M.* Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 121–142.

[8] *Qin H.F, Li Y.F, Huang S, Cai S.H, Ren S.M.* Palaeomagnetic investigation of Permain sandstone in Taohaiyingzi area of Inner Mongolia and its tectonic significance // Geological Bulletin of China. 2013. V. 32, № 2–3. P. 388–398.

[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] *Wan T.* The tectonics of China: data, maps and evolution. Springer Higher Education Press, Beijing and Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. 501 p.

[11] *Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letters. 1980. V. 50. P. 11–30.

[12] *Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J.* New paleomagnetic results from northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 43–81.

[13] *Zheng Y.J, Huang X., Chen S.W., Zhang H.H., Su F., Gong F.H., Zhang J.* Zircon U-Pb age of the tuffs of the Lower Triassic Xingfuzhilu Formation at Balinyouqi, Inner Mongolia // Geological Bulletin of China. 2014. V. 33, № 2–3. P. 370–377.

МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ В ОЧАГОВЫХ ОБЛАСТЯХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ О СКОРОСТЯХ И АМПЛИТУДАХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

А.А. Добрынина, В.А. Саньков*, **, В.И. Герман***, П.А. Предеин****, С.А. Тощакова*, Ц.А. Тубанов****, В.В. Чечельницкий******

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
**Иркутск, Иркутский государственный университет, sankov@crust.irk.ru
***Красноярск, Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, german3v@yandex.ru
****Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, geos@gin.bscnet.ru
*****Иркутск, Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, chechel@crust.irk.ru

В работе представлены результаты исследования поглощения сейсмических волн в очаговых областях сильных землетрясений юга Восточной Сибири на примере Бусийнгольского (27.12.1991 г., M=6.5 **[1]**), Южно-Байкальского (25.02.1999 г., M=5.9 **[2]**), Кичерских (21.03. 1999 г., M=6.0 и M=5.9 **[2]**), Чаруодинских (10.11.2005 г., M=5.8 и 11.12.2005 г., M=5.6 **[3]**) и Тувинских землетрясений (27.12.2011 г., M=6.1 и 26.02.2012 г., M=6.4 **[4]**). Землетрясения сопровождались афтершоковыми последовательностями, для Южно-Байкальского и Кичерских землетрясений также зафиксирована форшоковая активность **[1–4]**. Поперечные волны очень чувствительны к содержанию флюида в среде, поэтому временные вариации отношений скоростей (V_P/V_S) и амплитуд (A_S/A_P) прямых объемных продольных (P) и поперечных (S) волн, зарегистрированных на ближайших к очаговым областям сейсмических станциях (расстояния до 400 км), могут интерпретироваться с точки зрения вариаций содержания флюида в этих объемах коры. Для анализа использовались как землетрясения, входящие в состав афтершоковых последовательностей, так и события, локализованные в прилегающих к ним районах.

Анализ временных вариаций параметров затухания (отношений V_P/V_S и A_S/A_P) показывает их различное поведение для разных афтершоковых последовательностей. Для событий, локализованных в очаговой области Бусийнгольского землетрясения и прилегающих к ней районах, за период с 1993 по 2014 г. на ближайших к эпицентру сейсмических станциях (ARAD, KZL, ORL, MOY, HTG, KRN, TLY, IRK) отмечается тенденция к увеличению параметра V_P/V_S со временем, в то время как для станций ARS и ZAK наблюдается понижение указанного параметра. Интересное поведение V_P/V_S фиксируется на станции TDJ: в период с 2003 по 2008 г. там отмечается рост параметра, а за период 2013–2014 гг. – понижение. Аналогичное поведение параметров затухания отмечается для Чаруодинских землетрясений: отношение V_P/V_S повышается, а отношение A_S/A_P – понижается со временем в течение периода с ноября 2005 по июнь 2006 г.

Для района Южного Байкала рассматривались землетрясения Южно-Байкальской форшоково-афтершоковой последовательности **[2]** и события, произошедшие в районе Южного Байкала позже, но до момента Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. Анализ вариаций отношений V_P/V_S показывает, что в самом начале активизации (стадия форшоков) для большинства сейсмических станций наблюдались достаточно высокие значения V_P/V_S – до 1.78, с 25 февраля (основная стадия) эти значения на большинстве станций резко упали. Далее в ходе сейсмической активизации отмечаются хаотические вариации отношения скоростей, и, наконец, в последующие годы параметр V_P/V_S стабильно понижается. Например, для станции Хурамша значение параметра V_P/V_S понизилось на 3 % за рассматриваемый период времени (1999–2008 гг.).

Кичерские землетрясения представляют собой пример уникальной долгоживущей афтершоковой последовательности: начавшись в 1999 г., сейсмическая активность продолжается до настоящего времени. Сильнейшие землетрясения последовательности произошли в марте, мае и декабре 1999 г., после этого в очаговой области наблюдалась умеренная сейсмическая активность – самое сильное событие имело энергетический класс K=11.0. В декабре 2006 г.

произошло сильное землетрясение с К=13.6, сопровождавшееся многочисленными афтершоками, в июле 2015 г. также зарегистрировано событие с К=13.0. В настоящей работе мы ограничились рассмотрением временного периода с 1999 г. по 2006 г., т.е. временем первой активизации. На начало активизации отношение V_P/V_S имело достаточно высокие значения – до 1.78, в ходе сейсмического процесса это отношение понижалось до величин 1.76–1.73 для разных станций. Параметр A_S/A_P, наоборот, показывает постепенное повышение со временем.

Тувинская афтершоковая последовательность локализована в районе хребта Академика Обручева в пределах Саяно-Тувинского поднятия и представляет собой мощную последовательность землетрясений (более 2500 толчков по состоянию на конец 2014 г.) с двумя главными толчками, разделенными двухмесячным периодом. Анализ отношений скоростей (V_P/V_S) и амплитуд (A_S/A_P) прямых объемных волн для станции HVS показал существование временного интервала длиной в несколько месяцев (от 13.06.2012 г. до 08.11.2012 г.) с пониженными значениями параметра A_S/A_P. На графиках вариаций V_P/V_S этой области соответствуют области относительного повышения. Анализ графиков посуточного распределения количества землетрясений и суммарной сейсмической энергии (по данным регионального каталога, составленного Красноярским научно-исследовательским институтом геологии и минерального сырья) показал, что практически сразу после этого периода (с задержкой в два месяца) выделяется период с января по октябрь 2013 г., для которого характерна редкая слабая сейсмичность. Общее количество толчков не превышало 130, а энергетический класс самого сильного события равен 11.8.

Значительное уменьшение скоростей и амплитуд поперечных волн относительно продольных отмечается при прохождении S-волн через слой сильного поглощения, содержащий заметную долю жидкой фазы **[5]**. Подобный эффект может быть вызван миграцией флюида в очаговую область из окружающего пространства. Согласно выявленным тенденциям такой процесс наблюдается в эпицентральной зоне Бусийнгольского и Чаруодинских землетрясений. Для Южно-Байкальской и Кичерской последовательностей установлен другой сценарий изменения поглощающих свойств сейсмогенной среды, который предполагает ее высокую флюидонасыщенность до основной стадии с последующим падением параметра V_P/V_S. По-видимому, флюид мигрировал из очаговой области во внешнее пространство.

Совершенно иное временное распределение значений V_P/V_S и A_S/A_P наблюдалось в очаговой зоне Тувинских землетрясений 2011–2014 гг. К сожалению, у нас отсутствуют наблюдения до первого события последовательности (27.12.2011 г.). В начальной фазе последовательности указанные параметры имели средние значения, близкие к 1.73. На спаде афтершоковой активности произошло снижение амплитуд поперечных волн относительно продольных, сопровождавшееся снижением скоростей поперечных волн, что может быть интерпретировано как следствие притока флюидов в разрушенную очаговую область. Одновременно относительно повысилось количество слабых толчков. Это явление наблюдалось в течение довольно длительного промежутка времени, за этим с интервалом приблизительно два месяца последовало резкое уменьшение количества землетрясений. Однако после десятимесячного относительного сейсмического затишья афтершоковая активность возобновилась на более высоком уровне. Предположительно, постсейсмические релаксационные деформации вызвали новое перераспределение флюидных масс в очаговой области. В целом, намечается тенденция развития долгоживущей афтершоковой последовательности с характеристиками, подобными Бусийнгольской последовательности землетрясений. Это тем более вероятно, поскольку обе последовательности находятся в сходных геодинамических условиях, характеризующихся проявлением сдвиговых деформаций **[6]**.

Как следует из приведенных данных, в исследуемом регионе присутствуют две противоположные тенденции в вариациях параметров поглощения сейсмических волн в очаговых областях крупных сейсмических последовательностей. Одна из них выражается в увеличении поглощения (параметр V_P/V_S увеличивается, A_S/A_P уменьшается) со временем и наблюдается для Бусийнгольских, Чаруодинских и Тувинских землетрясений. Вторая, наоборот, указывает на уменьшение поглощения в ходе сейсмического процесса (отношение V_P/V_S уменьшается, A_S/A_P увеличивается) и отмечается для Южно-Байкальских и Кичерских землетрясений.

Из самых общих соображений о направленности процесса развития хрупких деформаций в очаговых областях сейсмических последовательностей следует вывод об увеличении раз-

дробленности, неоднородности среды в результате реализации таких последовательностей независимо от геодинамической ситуации. Однако полученные противоположные тенденции изменения параметров поглощения сейсмических волн свидетельствуют о более сложном характере процесса, происходящего в очаговой области, или о других факторах, обусловливающих изменения поглощения. Опираясь на выводы авторов работы **[5]**, можно интерпретировать изменения поля поглощения как результат изменения содержания флюидов в очаговой области. Таким образом, уменьшение во времени поглощения связано с вытеснением флюида из области деформаций, и, наоборот, повышение поглощения связано с миграцией флюида из окружающего горного массива в очаговую область. Согласно нашим результатам, первая тенденция наблюдается для последовательностей, располагающихся в пределах Байкальской рифтовой системы с преобладающим растяжением земной коры по комплексу геолого-геофизических данных, т.е. флюиды концентрируются в области готовящегося очага при растяжении, а затем перераспределяются в более широкой области разрушения. Вторая тенденция отмечена для последовательностей, локализованных в областях с преобладанием условий сдвига и сжатия. Здесь флюид, выдавленный в процессе усиливающегося во времени сжатия перед началом сейсмической активизации, мигрирует в область сформировавшихся хрупких деформаций, существенно изменяя поглощающие свойства массива.

В работе использовались каталоги и бюллетени землетрясений, составленные Байкальским и Бурятским филиалами Геофизической службы СО РАН и Красноярским научно-исследовательским институтом геологии и минерального сырья. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-01097, 14-45-04157) и гранта Президента РФ (проект № МК 1171.2014.5).

[1] *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В.* Сейсмические активизации в Белино-Бусийнгольской зоне // Физическая мезомеханика. 2012. № 13. Спец. выпуск. С. 72–77.

[2] *Добрынина А.А., Саньков В.А.* Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы // Геофизические исследования. 2010. Т. 11, № 2. С. 52–61.

[3] *Radziminovich N.A., Ochkovskaya M.G.* Identification of earthquake aftershock and swarm sequences in the Baikal rift zone // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. V. 4, № 2. P. 169–186. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0096.

[4] *Еманов А.Ф. и др.* Тувинские землетрясения 27.12.2011 г. с M=6.6 и 26.02.2012 г. с M=6.7 // Землетрясения России в 2011 г. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 88–93.

[5] *Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. 2003. № 7. С. 35–47.

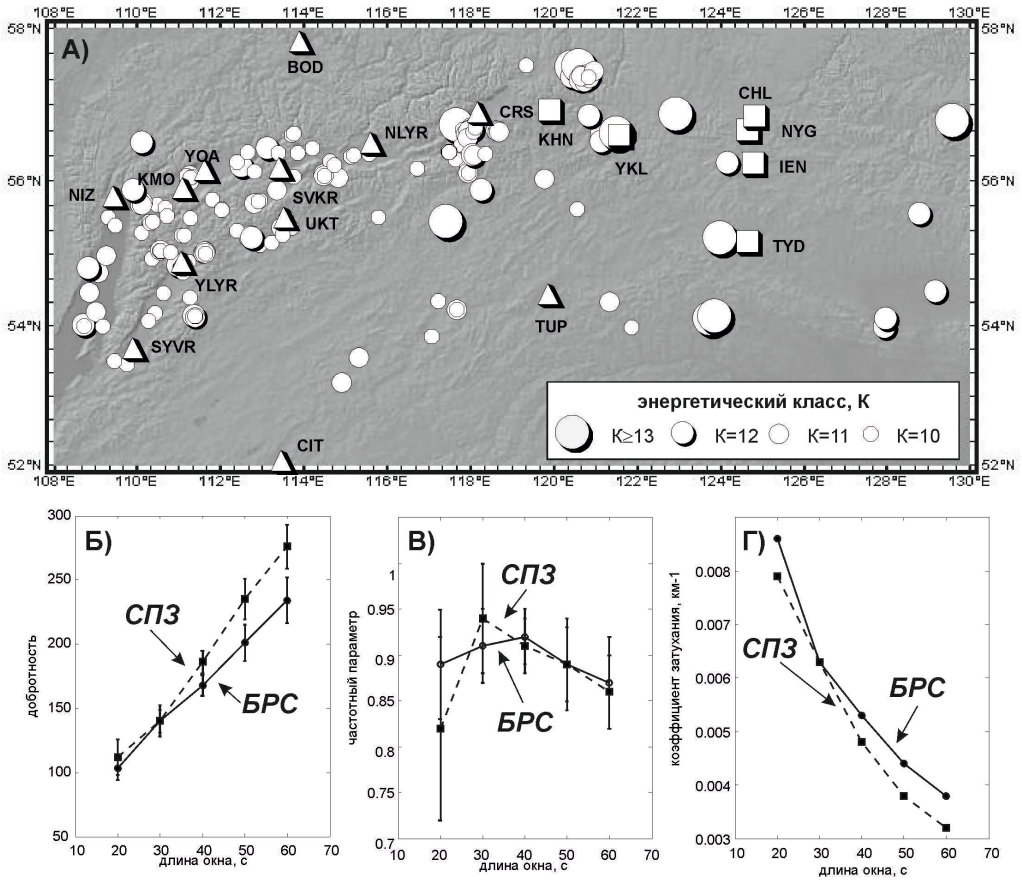
[6] *Саньков В.А., Парфеевец А.В.* Позднекайнозойское напряженное состояние в зонах активных разломов Западной Монголии и Тувы // ДАН. 2005. Т. 403, № 6. С. 796–800.

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

А.А. Добрынина, В.А. Саньков* **, В.В. Чечельницкий***, С.В. Шибаев****, В.В. Ноговицин*****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
**Иркутск, Иркутский государственный университет, sankov@crust.irk.ru
***Иркутск, Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, chechel@crust.irk.ru
****Якутск, Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, shibaev@emsd.ysn.ru

В работе исследуются сравнительные характеристики затухания сейсмических волн в литосфере северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы и Алдано-Становой подвижной зоны, которые представляют северную границу Амурской плиты **[1]** (рисунок, *А*). Для оценки затухания по кода-волнам региональных землетрясений рассчитывалась сейсмическая добротность (модель однократного рассеяния Аки) **[2]**. Всего для расчетов было использовано 180 землетрясений с энергетическим классом $K \geq 10$, локализованных на расстояниях до 350 км (рисунок, *А*). Добротность рассчитывалась в частотном диапазоне от 0.3 до 12.0 Гц, при этом все расчеты производились только для событий с отношением «сигнал – шум» не менее 4.



***А* – исследуемый регион. Сейсмические станции Байкальского филиала ГС СО РАН показаны треугольниками, Якутского – квадратами. *Б–Г* – параметры затухания сейсмических волн для Байкальской рифтовой системы (БРС) и Становой подвижной зоны (СПЗ): добротность на частоте 1 Гц (*Б*), частотный параметр (*В*) и коэффициент затухания (*Г*).**

Характеристики затухания сейсмических волн в исследуемом регионе

W	Становая подвижная зона		Байкальская рифтовая система	
1	2	3	4	5
20	$(112\pm14)\cdot f^{(0.82\pm0.1)}$	0.0079	$(103\pm9)\cdot f^{(0.89\pm0.06)}$	0.0086
30	$(140\pm12)\cdot f^{(0.94\pm0.06)}$	0.0063	$(140\pm9)\cdot f^{(0.91\pm0.04)}$	0.0063
40	$(186\pm9)\cdot f^{(0.91\pm0.03)}$	0.0048	$(168\pm8)\cdot f^{(0.92\pm0.03)}$	0.0053
50	$(235\pm16)\cdot f^{(0.89\pm0.04)}$	0.0038	$(201\pm14)\cdot f^{(0.89\pm0.05)}$	0.0044
60	$(276\pm17)\cdot f^{(0.86\pm0.04)}$	0.0032	$(234\pm18)\cdot f^{(0.87\pm0.05)}$	0.0038

П р и м е ч а н и е. В графе 1 дана длина окна обработки коды (в секундах), 2, 4 – зависимость добротности от частоты для Становой подвижной зоны и Байкальской рифтовой системы, 3, 5 – коэффициент затухания для указанных областей (в км$^{-1}$).

Длина окна для обработки коды бралась от 20 до 60 с. Для каждой длины окна высчитывались эмпирические зависимости добротности от частоты вида: $Q_C(f)=Q_0(f/f_0)^n$, где $Q_C(f)$ – добротность среды по коде, Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, 1 Гц) и n – частотный параметр, который близок к 1 и меняется от региона к региону в зависимости от неоднородности среды **[2]**. Полученные эмпирические зависимости приведены в таблице.

Полученные характеристики затухания (добротность, частотный параметр и коэффициент затухания) для обеих областей в верхней части литосферы (до 80–100 км) в целом близки между собой (рисунок, *Б–Г*). В то же время в нижней части разреза (верхняя мантия) для Байкальской рифтовой системы характерно более высокое затухание.

Северо-восточная часть Байкальской рифтовой системы кинематически представляет собой зону растяжения с элементами сдвига. Доля сдвиговой компоненты смещений по разломам нарастает в направлении к Становой подвижной зоне (район р. Олекма). Становая подвижная зона представляет собой транспрессионную структуру, где преобладают деформации сдвига и сжатия **[1]**. Полученные нами данные о затухании сейсмических волн в литосфере указывают на сопоставимость параметров затухания и неоднородности литосферы в этих двух районах. Уровень сейсмической активности этих отрезков границы Амурской и Евразийской плит также сопоставим. Можно полагать, что, несмотря на различие в кинематике и преобладающем типе деформаций литосферы, ее модификация под воздействием тектонических процессов, связанных со взаимным смещением литосферных плит, в этом случае эквивалентна. Пониженное затухание сейсмических волн в нижней части разреза в пределах Становой подвижной зоны по отношению к Байкальской рифтовой системе может быть связано с тем, что первая заложена на более мощной литосфере Сибирской платформы. С другой стороны, причиной такого различия могут быть результаты возможного плавления на уровне подошвы литосферы. Вероятно, процессы растяжения в нижней части литосферы и ее утонения с большей вероятностью могут приводить к появлению плавления на этих уровнях, чем процессы сжатия.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-45-04157) и гранта Президента РФ (проект № МК 1171.2014.5).

[1] *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.* Сейсмогеодинамика Алдано-Станового блока // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 5–18.

[2] *Aki K., Chouet B.* Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effect // Journal of Geophysical Research. 1975. V. 80. P. 3322–3342.

ДОКОЛЛИЗИОННАЯ ИСТОРИЯ ОТДЕЛЬНЫХ БЛОКОВ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб*, В.С. Федоровский**, А.М. Мазукабзов*, М. Чо***, В. Чонг***, Дж. Ким****, Е.И. Демонтерова**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tatiana_donskaya@mail.ru
**Москва, Геологический институт РАН
***Сеул, Корея, Сеульский национальный университет
****Очанг, Корея, Корейский институт фундаментальных наук

Ольхонский террейн располагается в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и принадлежит раннепалеозойскому Прибайкальскому коллизионному поясу, протягивающемуся вдоль южной границы Сибирского кратона. Внутренняя структура Ольхонского террейна представляет собой коллизионный коллаж отдельных блоков (пластин, зон), отличающихся друг от друга по возрасту, составу пород, степени метаморфической переработки и геодинамической природе. В настоящее время получено много надежных данных о возрасте метаморфических и сопряженных с ними магматических событий в пределах Ольхонского террейна, связанных с процессами аккреции и коллизии, которые охватывают период от ~510 до ~460 млн лет (обзоры в **[1–7]**). В то же время возраст и геодинамические условия формирования геологических комплексов, послуживших субстратом для метаморфических пород отдельных блоков (зон) Ольхонского террейна, изучены еще недостаточно детально. С целью восполнения этого пробела были проведены исследования, позволившие получить новые данные, касающиеся доколлизионной истории различных зон Ольхонского террейна.

В качестве наиболее древних образований Ольхонского террейна могут рассматриваться породы мыса Калтыгей (зона Калтыгей), которые слагают отдельный изолированный блок в северной части террейна. Ранее в ряде публикаций **[8]** породы этого блока на основании данных по возрасту рассматривались в структуре Сибирского кратона, несмотря на то, что они отделяются от него широкой зоной коллизионного шва. Однако детальный анализ геологической ситуации в регионе дает все основания относить эти породы к Ольхонскому террейну ЦАСП. Зону Калтыгей слагают метаморфизованные в условиях гранулитовой фации терригенные породы основного (SiO_2=50–54 мас. %) и кислого состава (72–78 мас. %). Гранулиты содержат гранат, силлиманит, кордиерит, биотит, ортопироксен, калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз в разных пропорциях и сочетаниях. Согласно классификации А.Н. Нееелова **[9]**, субстрат гранулитов кислого состава представлял собой полимиктовые песчаники, граувакковые песчаники и алевролиты, а гранулитов основного состава – пелитовые аргиллиты. Гранулиты кислого состава обнаруживают положительное значение $\varepsilon_{Nd}(t)$, равное +0.6, и Nd модельный возраст 2.3 млрд лет. U-Pb возраст по циркону гранатсодержащих гранулитов составляет ~1.88 млрд лет **[8, 10].** Гранулиты прорываются жилами тектонизированных разгнейсованных аплитовидных гранитов (SiO_2=73–74 мас. %). Средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст, рассчитанный по зонам цирконов с пониженной люминесценцией, отобранных из тектонизированного гранита, составил 1973±6 млн лет, а возраст по краевым частям цирконов с высокой люминесценцией был определен как 1829±22 млн лет. На основании геологических, изотопно-геохимических и геохронологических данных, а именно в связи с тем, что породы зоны Калтыгей отделены от пород Сибирского кратона мощной зоной коллизионного шва и отличаются от последних своим составом и степенью метаморфической переработки, можно заключить, что породы зоны Калтыгей представляют собой реликт палеопротерозойского блока, сохранившегося в структуре Ольхонского террейна ЦАСП.

Породы криогения (байкалиды) были отмечены в Ольхонском террейне в зонах Зундук и Орсо. В зоне Зундук породы этого возраста образуют отдельную пластину, сложенную разгнейсованными биотитовыми гранитами (гнейсогранитами), близкими по составу гранитам I-типа (SiO_2=74–75 мас. %; (Na_2O+K_2O)=7.4–7.7 мас. %; Nb=8–11 г/т; Zr=134–179 г/т). Средневзвешенный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст, рассчитанный по девяти анализам циркона из гранитогнейса,

соответствует 800±11 млн лет. Значение $\varepsilon_{Nd}(t)$ составило –5.5, Nd модельный возраст – 1.85 млрд лет. Зона Орсо представляет собой обособленную пластину, в пределах которой отмечается чередование двуслюдяных (иногда с гранатом) гнейсов (SiO_2=70–75 мас. %) и амфиболитов (SiO_2=47–50 мас. %). По своим петрогеохимическим характеристикам гнейсы классифицируются как вулканогенно-осадочные породы (туффоиды кислого состава согласно **[11]**). Значение $\varepsilon_{Nd}(t)$ в двуслюдяных гнейсах составляет –2.7…–7.4, Nd модельный возраст 1.7–1.9 млрд лет. Амфиболиты по химическому составу близки умереннощелочным надсубдукционным толеитовым базальтам. Возраст цирконов в двуслюдяном гнейсе по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ варьируется от 785 до 860 млн лет, группируясь в два кластера – 792±10 и 844±6 млн лет **[12]**. Совокупность геологических, геохимических и геохронологических данных позволяет допускать формирование пород криогения в пределах активной окраины, возможно, одного из микроконтинентов с раннедокембрийской корой.

Породы эдиакарского периода фиксируются в зонах Зундук и Черноруд. В зоне Зундук они слагают пластину, в которой отмечается чередование кварц-эпидот-плагиоклаз-амфиболовых (SiO_2=54–56 мас. %) и эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевых (SiO_2=73–75 мас. %) сланцев. Петрогеохимические характеристики сланцев указывают на то, что их протолитами могли быть островодужные вулканиты различного состава. Значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ в сланцах основного и кислого состава являются близкими и соответствуют +6.8…+6.9. U-Pb возраст цирконов из эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевого сланца отвечает интервалу 650–630 млн лет. Этот возраст принимается в качестве допускаемой оценки возраста протолита исследованного сланца и, соответственно, как возраст изученного фрагмента островодужной ассоциации зоны Зундук. В зоне Черноруд породы эдиакарского периода представлены двупироксеновыми гранулитами, протолитом которых являлись толеитовые базальты. U-Pb возраст по циркону магматического протолита двупироксенового гнейса Чернорудской зоны составляет 624±11 млн лет **[3]**. Изотопно-геохимические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что исследованные эдиакарские породы зон Зундук и Черноруд могли быть сформированы в островодужной обстановке. Наиболее вероятно, что эти изученные ассоциации пород представляют собой реликты островных дуг Палеоазиатского океана.

Кембрийские породы отмечаются в зонах Анга-Сахюрты и Крестовая. Преобладающая часть зоны Анга-Сахюрты представлена пластинами биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов кислого состава (SiO_2=62–70 мас. %) и мигматитами по ним. Гранат-биотитовые гнейсы представляют собой метаосадочные породы, которые по химическому составу близки осадочным породам задуговых бассейнов **[6, 13]**. Минимальный возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород зоны Анга-Сахюрты составляет 570, 535 и 531 млн лет, что свидетельствует о том, что накопление этих пород происходило не ранее чем 530 млн лет назад **[3, 6]**. Крестовая зона сложена метаморфическими породами (метавулканитами, амфиболитами, мраморами, кварцитами, силикатно-карбонатными породами), а также крупными массивами габброидов (Бирхинский, Крестовский, Бугульдейский и др.). Метавулканиты цаганзабинского комплекса и габброиды Бирхинского массива были объединены в Бирхинскую вулканоплутоническую ассоциацию **[14]**. U-Pb возраст по циркону пород этой ассоциации составил 500–492 млн лет **[5, 14]**. По совокупности геохимических характеристик габброиды Бирхинского массива и метабазальты цаганзабинского комплекса демонстрируют сходство с типичными умереннокалиевыми островодужными базальтами. Интрузивные и эффузивные образования Бирхинской ассоциации имеют положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ = +2.9...+8.1 **[2, 14, 15]**. По совокупности изотопно-геохимических и геохронологических данных Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация Крестовой зоны может быть рассмотрена как фрагмент разреза развитой островной дуги с возрастом около 500 млн лет. Кембрийские породы зон Анга-Сахюрты и Крестовая могут являться частью активной окраины (дуга – задуговый бассейн) Палеоазиатского океана, вместе с тем эта активная окраина не могла быть окраиной Сибирского кратона.

Обобщая вышеизложенные данные, можно заключить, что в структуру небольшого по площади Ольхонского террейна заключены реликты активных окраин криогения, фрагменты эдиакарских – раннепалеозойских островных дуг и задуговых бассейнов, а также фрагменты блоков с палеопротерозойской континентальной корой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-00048, 14-05-00231, 15-05-05863).

[1] *Бибикова Е.В., Карпенко С.В., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И.* U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.

[2] *Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н.* U-Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. 2008. Т. 423, № 5. С. 651–655.

[3] *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 // ДАН. 2010. Т. 432, № 6. С. 797–800.

[4] *Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.* Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.

[5] *Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S.* The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk: IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.

[6] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A.* Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // Journal of the Geological Society. 2008. V. 165. P. 235–246.

[7] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж.* Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1543–1561.

[8] *Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. 2005. V. 136. P. 353–368.

[9] *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

[10] *Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И.* Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Ред. Ю.А. Шуколюков. М.: Наука, 1987. С. 154–164.

[11] *Юдович Я.Э., Мерц А.В., Кетрис М.П.* Петрохимическая диагностика метааркозов и метариолитов в древних толщах Приполярного Урала // ДАН. 1996. Т. 351, № 3. С. 383–386.

[12] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.

[13] *Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.* Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 141–155.

[14] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н.* Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 429–433.

[15] *Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В.* Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия. 2010. № 10. С. 1040–1048.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ГРАНИТОИДОВ УНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ND-SR ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

С.И. Дриль, Н.С. Герасимов, Д.А. Григорьев, Т.А. Владимирова, С.А. Сасим, Ю.В. Носкова

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

Последние десятилетия были ознаменованы активными исследованиями гранитоидов, сформированных под влиянием внутриплитовых процессов **[1]**. Эти породы имеют характерные геохимические черты – повышенную щелочность, высокие содержания LILE, LREE и иногда HFSE. Ареалы их распространения позволяют распознавать области влияния мантийных плюмов на континентальную кору и помогают прослеживать миграцию горячих точек в пределах континентов **[2]**. На фоне этих исследований проблематика коллизионных гранитоидов оказалась несколько отодвинутой на второй план. Однако следует отметить, что масштабы развития коллизионного гранитоидного магматизма в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса не уступают таковому на внутриплитовом этапе магмообразования. Коллизионные гранитоиды являются важнейшими индикаторами, фиксирующими время и характер процессов формирования тектонического коллажа террейнов, слагающих Центрально-Азиатский орогенный пояс и его важную составную часть – Монголо-Охотский пояс (МОП). Пояс коллизионных

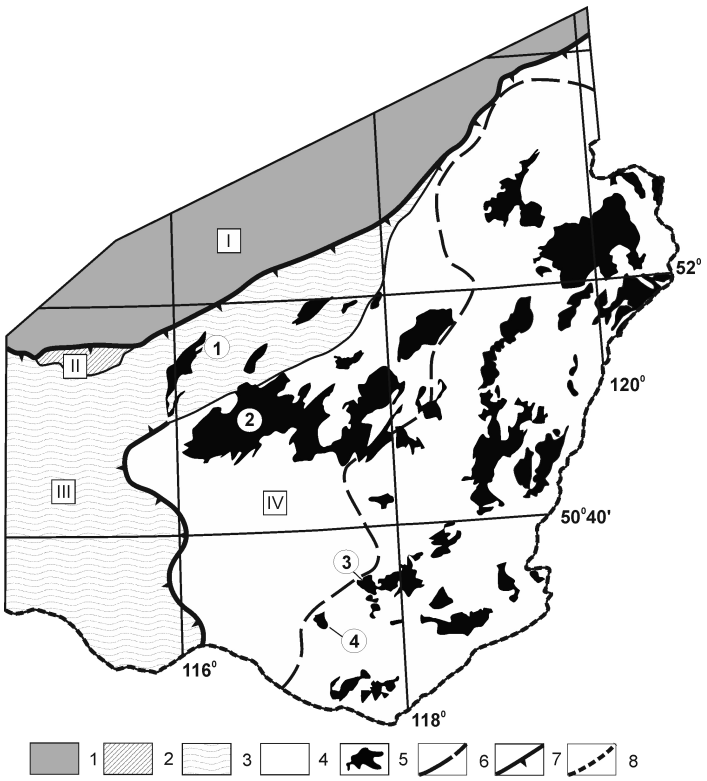


Рис. 1. Схема распространения массивов ундинского комплекса в пределах забайкальского сектора Монголо-Охотского пояса. *1* (I) – Западно-Становой метаморфический террейн МОП; *2* (II) – Каменский островодужный террейн МОП; *3* (III) – Ононский террейн аккреционного клина МОП; *4* (IV) – Аргунский террейн пассивной окраины МОП; *5* – массивы ундинского комплекса Восточного Забайкалья; *6* – граница распространения карбонатного чехла Аргунского террейна; *7* – разломы, ограничивающие Монголо-Охотскую сутурную зону; *8* – государственная граница. Цифрами на схеме обозначены массивы: 1 – Усть-Теленгуйский, 2 – Верхне-Ундинский, 3 – Маргуцекский, 4 – Красноковылинский.

гранитоидов, в состав которого входят позднепалеозойские (275–245 млн лет) гранитоиды ундинского комплекса Восточного Забайкалья, протянувшийся более чем на 1200 км вдоль северо-западного обрамления Аргунского террейна или микроконтинента Амурия **[3]**, фиксирует масштабный эпизод эндогенной активности, связанный с замыканием Монголо-Охотского палеоокеанического пространства.

Массивы ундинского комплекса приурочены к террейнам разной геодинамической природы, имеющим различные типы коры (рис. 1), что позволяет оценить возможный вклад различных коровых протолитов, вовлеченных в процессы коллизионного гранитообразования. Исследованы Nd-Sr изотопные системы коллизионных гранитоидов, расположенных в пределах зоны аккреционного клина, – Усть-Теленгуйский массив (Ононский террейн) и Верхнеундинский батолит (граница Ононского и Аргунского террейнов), а также Маргуцекский и Красноковылинский массивы («центральная» зона Аргунского террейна) (рис. 1).

Коллизионные гранитоиды аккреционного клина имеют умеренно отрицательные величины $\varepsilon Nd_{(270MA)}$=–4.3 (Усть-Теленгуйский массив) и $\varepsilon Nd_{(270MA)}$=–1.9…–5.0 (Верхнеундинский батолит) при величинах $I_{(275MA)}Sr$=0.7062–0.7067 и $I_{(275MA)}Sr$=0.7060–0.7089 соответственно. Nd-изотопные характеристики гранитоидов совпадают с таковыми в метатерригенных породах аккреционного клина МОП (рис. 2), что позволяет рассматривать последние как протолит для выплавления гранитоидных магм. Модельный возраст гранитоидов T_{Nd}(DM-2)=1210–1460 млн лет также совпадает с таковым в метаосадках кулиндинской и ононской свит Ононского террейна – T_{Nd}(DM-2)=1161–1575 млн лет, что подтверждает сделанный вывод.

Коллизионные гранитоиды «центральной» зоны Аргунского террейна имеют более контрастные изотопные характеристики по сравнению с предыдущей группой пород. Граниты Маргуцекского и Красноковылинского массивов имеют $\varepsilon Nd_{(250MA)}$=–8.9, T_{Nd}(DM-2)=1775 млн лет при $I_{(250MA)}Sr$=0.7053 и $\varepsilon Nd_{(245MA)}$=+1.3, T_{Nd}(DM-2)=926 млн лет при $I_{(245MA)}Sr$=0.7047 соответственно. Подобные Nd-Sr изотопные характеристики могут свидетельствовать о значительной гетерогенности источника расплавов, в составе которого можно предполагать присутствие

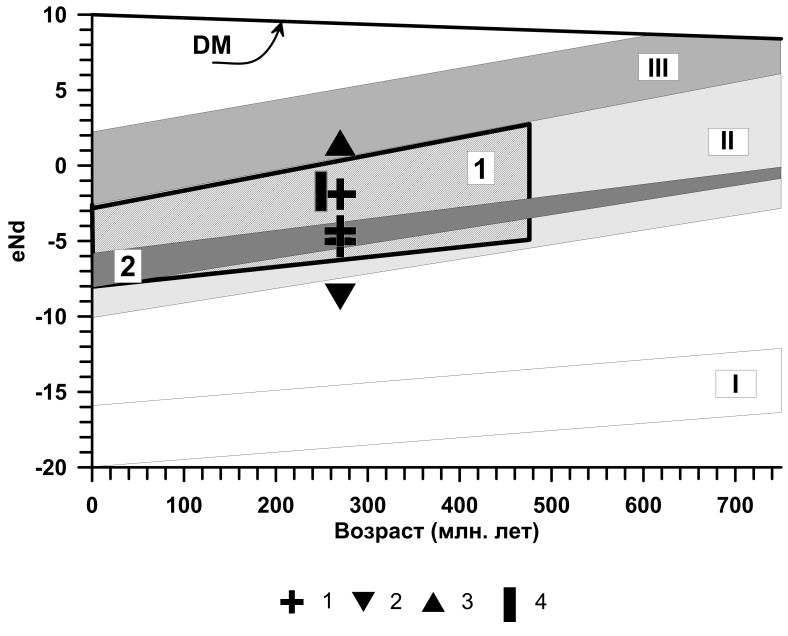


Рис. 2. Эволюционная диаграмма εNd – возраст для гранитоидов ундинского комплекса Восточного Забайкалья. *1* – гранитоиды Усть-Теленгуйского массива и Верхнеундинского батолита; *2* – граниты Маргуцекского массива; *3* – граниты Красноковылинского массива; *4* – область составов гранитоидов ундинского комплекса Антейского участка Стрельцовского уранового месторождения по данным **[4]**. Полями обозначены: 1 – поле составов метатерригенных пород Ононского террейна МОП; 2 – поле составов неопротерозойских гранитов дырбылкейского комплекса Аргунского террейна по данным **[4]**. Область эволюции изотопного состава Nd в коре: I – архейского возраста; II – неопротерозойского возраста; III – раннепалеозойского возраста.

базитового вещества. При этом изотопные характеристики гранитоидов ундинского комплекса, исследованные в районе Стрельцовского уранового месторождения **[4]**, имеют Nd-изотопные характеристики, сходные с таковыми для коллизионных гранитоидов аккреционного клина – $\varepsilon Nd_{(250MA)}$=–0.7…–3.5, T_{Nd}(DM-2)=1091–1324 млн лет.

Таким образом, исследование Nd-Sr изотопной систематики гранитоидов реперных массивов ундинского позднепалеозойского комплекса показало, что в зоне аккреционного клина МОП гранитоиды в значительной мере наследуют изотопные характеристики вмещающей метатерригенной осадочной матрицы. В «центральной» зоне Аргунского террейна наблюдаются более существенные вариации изотопного состава гранитоидов, причина которых должна быть выяснена дальнейшими исследованиями.

Исследования поддержаны РФФИ (гранты № 14-05-00887, 15-05-05079, 13-05-12026_офи_м).

[1] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.

[2] *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–50.

[3] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–41.

[4] *Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б. 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.

ТРАНССИБИРСКИЕ РЕЧНЫЕ СИСТЕМЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ – КЛЮЧ ДЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ АРКТИКИ

В.Б. Ершова, А.В. Прокопьев**, А.К. Худолей**

*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, vershova@spb.ru
**Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, prokopiev@diamond.ysn.ru

Датирование обломочных цирконов в последние годы стало одним из основных методов, позволяющих реконструировать источники сноса кластических осадков и тектонические события в окаймляющей бассейны осадконакопления суше.

Недавно выполненные U/Pb датирования обломочных цирконов позволили установить источники сноса верхнепалеозойских отложений востока и севера Сибирской платформы **[1–4]**. Распределение возрастных спектров детритовых цирконов из каменноугольных отложений северо-восточной части Сибирской платформы указывает на то, что питающие провинции для северной части Верхоянской пассивной окраины в каменноугольное время находились за пределами Сибирской платформы в складчатых поясах, окаймлявших ее с севера, запада и юго-запада (в современных координатах) на значительном удалении от конечного бассейна осадконакопления. Датировки обломочных цирконов из каменноугольных отложений Западного Верхоянья позволили установить, что питающей провинцией для кластики являлись орогены, расположенные к западу и юго-западу от Сибирской платформы **[3]**. Датирование обломочных цирконов из пермских отложений Северного Верхоянья, Лено-Анабарского прогиба и Таймыра показало, что преобладающие популяции обломочных цирконов группируются в два кластера: кембрий-ордовикский и карбон-пермский, с подчиненным количеством палеопротерозойских (около 1.80–1.85 млрд лет) и архейских (2.5–2.6 млрд лет) зерен. Наши данные свидетельствуют о том, что источниками пермских терригенных комплексов севера и северо-востока Сибири являлись орогены, развитые вдоль западной и юго-западной окраины Сибирской платформы, с дополнительным вкладом осадков при рециклинге осадочного чехла и фундамента Сибири. Датированием детритовых цирконов из пермских отложений Западного Верхоянья установлено, что питающими провинциями для обломочных комплексов являлись орогены, расположенные в западном и юго-западном обрамлении Сибирской платформы **[3]**. Проведенные исследования свидетельствуют о развитии на Сибирском кратоне в позднем палеозое крупных речных систем, поставлявших обломочный материал на северную и восточную окраину Сибирского континента, – Палео-Лены **[3]** и Палео-Таймыра вдоль его западной и северной окраины.

Полученная нами обширная база датировок обломочных цирконов из верхнепалеозойских отложений Сибири позволила выявить некоторые общие черты в распределении спектров возрастов. Для докембрийской части спектра характерно почти полное отсутствие цирконов временного интервала 800–1800 млн лет. Отсутствие мезопротерозойских и ранненеопротерозойских обломочных цирконов было выявлено и для докембрийских осадочных толщ юго-запада Сибири **[5]**. Эту особенность можно использовать как устойчивый провинанс-сигнал Сибири. Так, ряд разобщенных в настоящее время Арктических террейнов, таких как Новосибирские острова, террейны Фаревел и Александер, по мнению некоторых исследователей, располагались вдоль окраин Сибири в позднем палеозое **[6, 7]**. Нами проведено сравнение распределения возрастов детритовых цирконов из верхнепалеозойских отложений Сибири и арктических регионов. Распределение спектров возрастов обломочных цирконов из верхнепалеозойских отложений Новосибирских островов, о-ва Врангеля и террейнов Александер и Фаревел весьма схоже. Для докембрийской части характерно присутствие зерен мезопротерозойского и ранненеопротерозойского возраста, которые не типичны ни для магматических и метаморфических пород фундамента Сибиркой платформы, ни для обломочных цирконов, датированных из верхнепалеозойских отложений Сибири. Это позволило нам сделать предположение о расположении в позднем палеозое Новосибирских островов, о-ва Врангеля, террейнов Фаревел и Александер вдоль северной окраины континента Балтии, а не Сибири.

[1] *Ершова В.Б., Худолей А.К., Прокопьев А.В.* Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов // Геотектоника. 2013. № 2. С. 32–41.

[2] *Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Миллер Э.Л., Худолей А.К.* Раннекаменноугольная палеогеография северной части Верхоянской пассивной окраины по данным U-Pb датирования обломочных цирконов: роль продуктов размыва Центрально-Азиатского и Таймыро-Североземельского складчатых поясов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1530–1542.

[3] *Prokopiev A.V., Toro J., Miller, E.L., Gehrels G.E.* The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36, № 9. P. 699–702.

[4] *Ershova V.B., Prokopiev A.V. Khudoley A.K.* Integrated provenance analysis of Carboniferous deposits from Northeastern Siberia: implication for the Late Paleozoic history of the Arctic // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 109. P. 38–49.

[5] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M.* A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian craton and the problem of the transproterozoic supercontinent // American Journal of Science. 2010. V. 310, № 9. P. 812–825.

[6] *Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463, № 1. P. 86–108.

[7] *Colpron M., Nelson J.L.* A Paleozoic NW Passage and the Timanian, Caledonian and Uralian connections of some exotic terranes in the North American Cordillera // Arctic petroleum geology. Geological Society Memoir. 2011. V. 35. P. 463–484.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ГЕНЕЗИСЕ И ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА ГРАНИТОИДОВ КАРИЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.В. Ефремов, А.М. Спиридонов*, А.С. Борисенко**, А.В. Травин***

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, esv@igc.irk.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

При изучении гранитоидов, пространственно и генетически ассоциирующих с золотой минерализацией в пределах Карийского золоторудного узла, был получен ряд результатов, позволяющих по-новому взглянуть на их генетические особенности, связь с рудной минерализацией и источники рудного вещества.

Гранитоиды района, сопровождающиеся золотой минерализацией, входят в состав двух самостоятельных комплексов. Первый, ранее относимый к амананскому, имеет изотопный возраст 182.9±2.6 млн лет и должен быть сопоставлен с зоной субдукции, существовавшей в этот временной промежуток на южной границе Сибирского континента. Эти гранитоиды имеют возраст и вещественные характеристики, отличные от гранитоидов амананского комплекса, и должны быть выделены в самостоятельную таксономическую единицу после определения ареала их распространения. Второй, амуджикано-сретенский, имеет изотопный возраст 151.7±1.9 млн лет и может быть связан с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов, произошедшей после закрытия Монголо-Охотского океана.

По своей геохимической характеристике гранитоиды амананского (?) комплекса соответствуют адакитам и должны рассматриваться как продукты плавления базальтового слоя океанической литосферы. Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса по своим геохимическим особенностям наиболее соответствуют санукитоидам – продуктам плавления субконтинентальных геохимически специализированных источников, контаминированных веществом континентальной коры.

Гранитоиды обоих комплексов характеризуются повышенными концентрациями золота и должны рассматриваться как золотоносные. В гранитоидах амананского (?) комплекса наивысшие концентрации золота свойственны гранитоидам второй фазы, по оценке состава близким к слэбовому расплаву, что свидетельствует о первичной природе этих концентраций. Для амуджикано-сретенского комплекса наивысшие концентрации золота свойственны примитивным санукитоидам – продуктам плавления геохимически специализированного мантийного источника. Это позволяет говорить о том, что обогащение золотом имеет первичную природу и связано с долей слэбового расплава в их источнике вещества.

Появление адакитов и примитивных санукитоидов в составе гранитоидных комплексов региона позволяет говорить о существовании на период магмогенерации субконтинентального, мантийного геохимически специализированного источника вещества. Источник был сформирован в зоне субдукции, существовавшей в раннеюрское время на южной границе Сибирского континента, и ремобилизован в поздней юре при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Этот источник контролировал как геохимически специализированный гранитоидный магматизм, так и рудную минерализацию.

ТРАППОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ – ДЛИТЕЛЬНЫЙ ИЛИ КРАТКИЙ?

А.В. Иванов

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

Объемный базальтовый вулканизм является одной из геологических загадок. Помимо того, что происхождение объемных базальтовых магм является остро дискуссионным, до сих пор не до конца решен такой фундаментальный вопрос, как длительность вулканизма этого типа. Несмотря на то, что существует консенсус о краткосрочности объемных вулканических извержений, остается больше вопросов, чем ответов. Происходило ли внедрение объемных базальтовых магм во время одного или множества вулканических импульсов, какова длительность этих импульсов (тысячи, десятки или сотни тысяч лет), что такое вулканический импульс (оторванные во времени друг от друга вулканические извержения, пространственно разобщенные вулканические центры, резкая смена состава магм)? Отчасти решение этих вопросов упирается в фундаментальные и технические ограничения методов радиоизотопного датирования. Наиболее точным и надежным на сегодняшний день методом считается U-Pb метод датирования цирконов и бадделеитов с предварительной химической абразией (CA-TIMS). Технические возможности этого метода шагнули за грань, казалось, недостижимых значений по абсолютной точности (включающей все источники неопределенности) – до уровня 0.10–0.01 % от возраста датируемого образца, что достигнуто в считаных лабораториях мира. Фундаментальным ограничением использования данного метода для датирования базальтового вулканизма является то, что в лавах отсутствуют эти минералы. Они редки в интрузивах, но поддающиеся датированию интрузивы далеко не всегда позволяют дать полное ограничение на возраст лавовых извержений. $^{40}Ar/^{39}Ar$ метод датирования, напротив, позволяет датировать лавы. Однако он хуже подходит для датирования интрузивных образований, поскольку те имеют сложную термальную историю, более подвержены вторичным изменениям и могут быть неоднородны по изотопному составу захваченного аргона, что требует учета при датировании этим методом. Современные ограничения точности датирования $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом связаны с неопределенностью в константах распада ^{40}K, гетерогенностью стандартных образцов и т.п. Рекордные значения по абсолютной точности (включающей все источники неопределенности) для этого метода находятся в интервале 1.0–1.5 % от возраста датируемого образца.

Примеры изучения конкретных объектов показывают, что $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки (преимущественно по плагиоклазам) и U-Pb датировки методом SHRIMP (по цирконам) имеют тенденцию растягивать длительность вулканизма, тогда как U-Pb датирование цирконов и бадделеитов методом CA-TIMS – сокращать его. В докладе будут представлены примеры различных трапповых провинций (Сибирских траппов, Кару, Декан и Эмейшань), на которых будет рассмотрена длительность этого типа вулканизма. Поставлен вопрос достоверности датировок, получаемых различными методами, и намечены пути решения проблемы получения достоверных данных в условиях краткости вулканических событий.

Работа поддержана РФФИ (грант № 15-05-05130).

НОВЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПОСТРОЕНИЯ КАРТЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

Л.П. Имаева, В.С. Имаев*, **, О.П. Смекалин*, Н.Н. Гриб***, А.В. Чипизубов**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, imaev@crust.irk.ru
**Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
***Нерюнгри, Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета, grib@nfygu.ru

При проведении многолетних работ по установлению вероятных связей разновозрастных и разнообразных по своей позиции и структурному стилю элементов геологических и тектонических структур горно-складчатых областей территории Восточной Сибири с сейсмической опасностью удалось установить некоторые закономерности в проявлении развития разрывных структур и сейсмичности территории.

Известно, что сейсмотектоника – научная дисциплина, изучающая взаимосвязь между землетрясениями, активной тектоникой и отдельными разломами региона. При проведении сейсмотектонического анализа территории требуется интеграция большого количества разнородных геолого-геофизических данных **[1, 2]**.

Результаты сейсмотектонических исследований выражаются обычно в виде сейсмотектонических карт, на которые наносятся данные о формах развития неотектонических структур и эпицентральные зоны землетрясений, что позволяет установить связь этих землетрясений с особенностями тектонического (неотектонического) строения местности и использовать эту связь для прогноза места, силы и частоты землетрясений, а также для составления карт сейсмического районирования **[3, 4]**.

В данной работе нами суммируется многолетний опыт проведения сейсмотектонических исследований в разнообразных сегментах сейсмоактивных структур территорий Якутии, Алтая, Саян, Тувы и области Байкальской рифтовой зоны, приводятся методические указания и обоснования целесообразности использования выбранных геолого-геофизических показателей для целей создания карты сейсмотектоники Восточной Сибири. Как и во всех остальных исследованиях подобного рода, эффективность и достоверность результатов сейсмотектонических работ во многом обеспечиваются соблюдением стадийности.

Основными элементами сейсмотектонической модели (карты зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ)) являются источники сейсмических воздействий – площадные (домены), характеризующие рассеянную (фоновую) сейсмичность, и линейные, отражающие сосредоточенную сейсмичность, т.е. потенциальные очаги сильных землетрясений (сейсмолинеаменты). Согласно сложившейся сейсмологической практике, в качестве линейных источников рассматриваются активные разломы. Для объяснения доменной сейсмичности предложен новый критерий – геодинамически активные неотектонические зоны (ГАНЗ) **[5]**. Плановое распределение элементов ГАНЗ в пределах Восточной Сибири показывает, что наиболее высокие показатели активности характерны для южной границы Сибирской платформы и ее северо-восточного обрамления (Верхояно-Колымская складчатая область), хотя линейность простирания структур на востоке от платформы выражена не так эффектно, как вдоль южной границы, вместе с тем для всей территории к востоку от р. Лены характерны также весьма высокие значения ГАНЗ, впрочем некоторая линейность прослеживается и на о-ве Сахалин. Для центральных областей Сибирской платформы характерны невысокие, но в то же время и не нулевые значения активности. Разумеется, все это связано с разными режимами неотектонической жизни структур.

Важнейшей составляющей сейсмотектонической модели являются прогнозные_магнитуды землетрясений. Оценка магнитуды по комплексу сейсмотектонических данных основывается на глобальных статистических соотношениях между магнитудой землетрясения, протяженностью разрыва и величиной подвижки по нему **[6]**.

Сейсмологическая группа исследований включает в себя каталоги произошедших землетрясений: инструментальных, исторических и голоценовых палеособытий, выявляемых по гео-

логическим и геоархеологическим данным, а также инструментальные и макросейсмические показатели распределения интенсивности сотрясений от ощутимых сейсмических событий, которые и служат основой всех дальнейших картографических построений. Кроме того, исследования планового распределения эпицентров землетрясений, помимо оценки самих сейсмических воздействий, позволяют очертить очаговые области сильных землетрясений и, тем самым, уточнить геометрию зон ВОЗ.

Анализ планового распределения эпицентров землетрясений на территории исследований показывает приуроченность Южно-Сибирского сейсмического пояса к южной границе Сибирской платформы в области развития горно-складчатых орогенных структур Алтая, Саян, Тувы. Далее, пространственно тяготея к области Байкальской рифтовой зоны, проявления сейсмичности образуют эпицентральные поля Олекмо-Становой области и соединяются с сейсмичностью побережья Охотского моря. Другой, Арктико-Азиатский, сейсмический пояс прослеживается от побережья моря Лаптевых через систему структур Верхояно-Колымской горно-складчатой области на юго-восток, соединяясь с сейсмичностью побережья Охотского моря и п-ва Камчатка.

Одним из главных выводов, следующих из рассмотрения планового распределения эпицентров землетрясений и решений фокальных механизмов их очагов, является то, что вся наблюдаемая современная сейсмичность и местоположение древних палеоземлетрясений группируются в протяженные сейсмические пояса, пространственно тяготеющие к южной и восточной границе Евразийской литосферной плиты. А тип напряженно-деформированного состояния земной коры указывает на превалирование процессов горизонтального сжатия вдоль всей континентальной части этой границы (за исключением Байкальской рифтовой области) и фрагментирование по геодинамическому принципу на отдельные сегменты Южно-Сибирского и Арктико-Азиатского сейсмических поясов **[7]**.

Применение геолого-геофизической группы критериев зон ВОЗ в настоящее время состоит в выделении и параметризации активных геологических структур, в которых землетрясения определенной магнитуды и частоты возникали в недавнем прошлом и могут ожидаться в близком будущем, к которому относятся оценки сейсмической опасности. Материалы детального изучения активных разломов и вторичных эффектов древних землетрясений, наряду с другими сейсмотектоническими и сейсмологическими данными, составляют основу карты зон ВОЗ, что представляется едва ли не главной целью сейсмотектонических исследований.

Обращает на себя внимание распространение активных разломов вдоль южной границы Евразийской литосферной плиты, в области взаимодействия ее с Амурской (Китайской) плитой, и формирование пояса активных разломов вдоль восточной границы Евразийской плиты, в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы, пространственно формирующих западную границу Североамериканской литосферной плиты. Для планового распределения разломов характерно наличие крупных сейсмолинеаментов, способных генерировать самые сильные землетрясения с магнитудами M=7.5–8.0, развитых в осевых частях выделенных сейсмических поясов и тяготеющих к самым активным частям геодинамически активных неотектонических зон **[7]**.

В конечном итоге, комплексный анализ геолого-геофизических, геоморфологических и неотектонических данных, систем позднекайнозойских активных разломов, сейсмичности, результаты тектонофизических исследований позволили выявить на юге Восточной Сибири протяженный сейсмический пояс – Южно-Сибирский, состоящий из нескольких крупных отдельных сегментов: Алтай-Саяно-Тувинского, Байкальской рифтовой области и Олекмо-Становой зоны, соединяющих собой проявления сейсмичности сдвиговых структур Алтая, Саянской и Тувинской горно-складчатых областей, растяжения Байкальской рифтовой зоны, транспрессионные сдвигово-надвиговые перемещения Олекмо-Становой зоны и сейсмичность Охотского моря. Другой крупный сейсмический пояс – Арктико-Азиатский – прослеживается вдоль границы между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами и соединяет собой сейсмичность побережья Арктического океана, связанную с растяжением земной коры, далее через сдвигово-надвиговые структуры, развитые на континентальном отрезке границы плит, соединяется с сейсмогенными структурами побережья Охотского моря и п-ова Камчатка. Обобщенные материалы по сейсмотектонике и новейшей геодинамике сейсмических поясов на северо-востоке Азии дают возможность весьма успешно вести прогноз возможных сцена-

риев поведения сейсмической активности территории и выявлять места и предельные величины возможной сейсмической катастрофы.

Подводя итог сейсмотектонических исследований, можно констатировать:

1. Карта сейсмотектоники Восточной Сибири является первым наглядным примером построения карты нового поколения (электронная база данных сейсмотектонических параметров), которая объединяет элементы геолого-геофизических параметров и сейсмичности и обьясняет особенности современной геодинамики (а соответственно и сейсмическую опасность) региона.

2. Построение таких карт позволяет перейти к созданию карт детального сейсмического районирования отдельных частей активно промышленно осваиваемых районов Восточной Сибири и обоснованно установить уровень сейсмической угрозы тех или иных районов проживания коренного населения Сибири. Данный подход позволит приступить к новому этапу исследований проблемы сейсмобезопасности, а созданные региональные сейсмогеодинамические модели будут способствовать уточнению исходного сейсмического балла существующих нормативных карт общего и детального сейсмического районирования.

Данное научное исследование выполнено при поддержке интеграционного проекта СО РАН, гранта Министерства науки и образования РФ (Государственное задание № 5.1771. 2014/К), а также гранта Российского научного фонда № 154-17-20000.

[1] *Allen C.R.* Geological criteria for evaluating seismicity // Geological Society of America Bulletin. 1975. V. 86, № 8. P. 1041–1057.

[2] *Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R.* The geology of earthquakes. Oxford: Oxford university press, 1997. 568 p.

[3] *Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового* / В.В. Николаев, Р.М. Семенов, В.Г. Семенова, В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.

[4] *Рогожин Е.А.* Очерки региональной сейсмотектоники. М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.

[5] *Гусев Г.С., Имаева Л.П.* Новейшая и современная тектоническая (геодинамическая) активность территории России // Разведка и охрана недр. 2014. № 12. С. 29–35.

[6] *Палеосейсмология* / Ред. Дж.П. Мак-Калпин. М.: Научный мир, 2011. 878 с.

[7] *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.

СЛЕДЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ТУНКИНСКОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА БЕЛЫЙ ЯР

А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова**, А.А. Щетников***, И.А. Филинов***, В.В. Чегис*****

*Москва, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, kazansky_alex@mail.ru
**Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru
***Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru
****Москва, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, joki.la.loki@gmail.com

Вопрос о возрасте последней фазы вулканизма в Тункинской котловине до сих пор остается дискуссионным. Неоплейстоценовый возраст вулканических построек, располагающихся на дне котловины и прилегающем склоне Еловского отрога, предполагается на основе обнаружения под базальтовым потоком межледниковых слоев и находок палеолитических орудий на шлаковом конусе Шугун **[1, 2].** В данной работе реализован новый подход для оценки возраста и восстановления последовательности событий неоплейстоценового вулканического этапа на основе петромагнитного исследования субаэральных отложений. Надежными индикаторами вулканических событий в осадках являются слои тефры, которые содержат большое количество мелких ферромагнитных частиц **[3],** что обусловливает существенные изменения в составе,

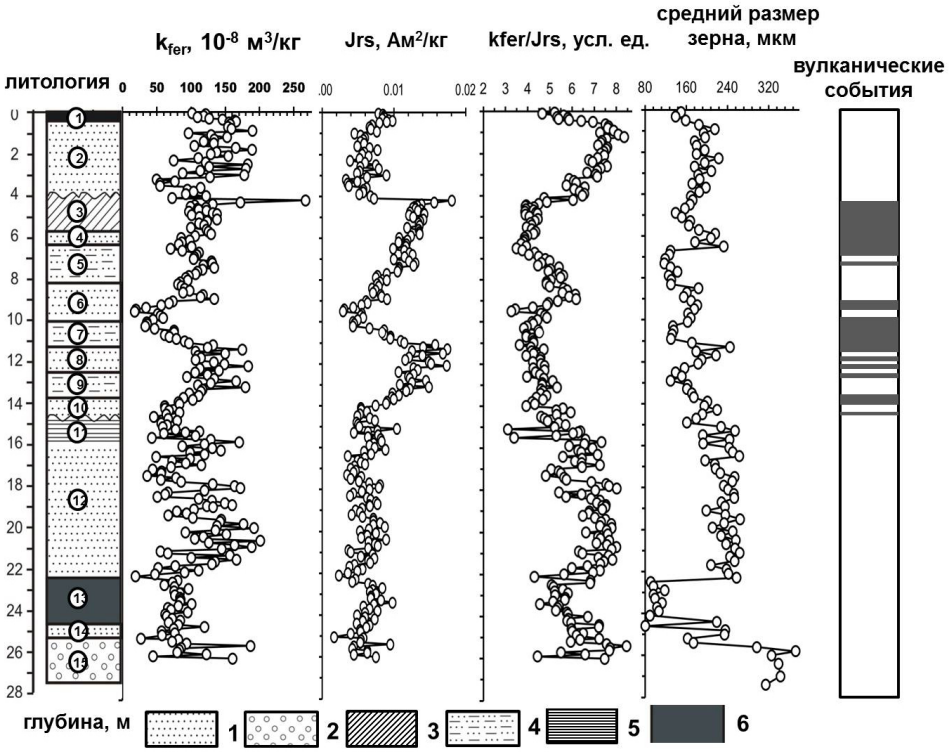


Рис. 1. Геологическое строение разреза Белый Яр по [5] (в кружках номера слоев), изменение магнитных характеристик и среднего размера зерна по разрезу. В колонке слева темным цветом показаны стратиграфические уровни с повышенным содержанием однодоменных зерен – предполагаемые вулканические события. *1* – пески и пескоалевриты эоловые; *2* – пески русловые; *3* – алевропески делювиальные; *4* – алевропески; *5* – переслаивание песков и алевропесков; *6* – почвы, современная и ископаемая.

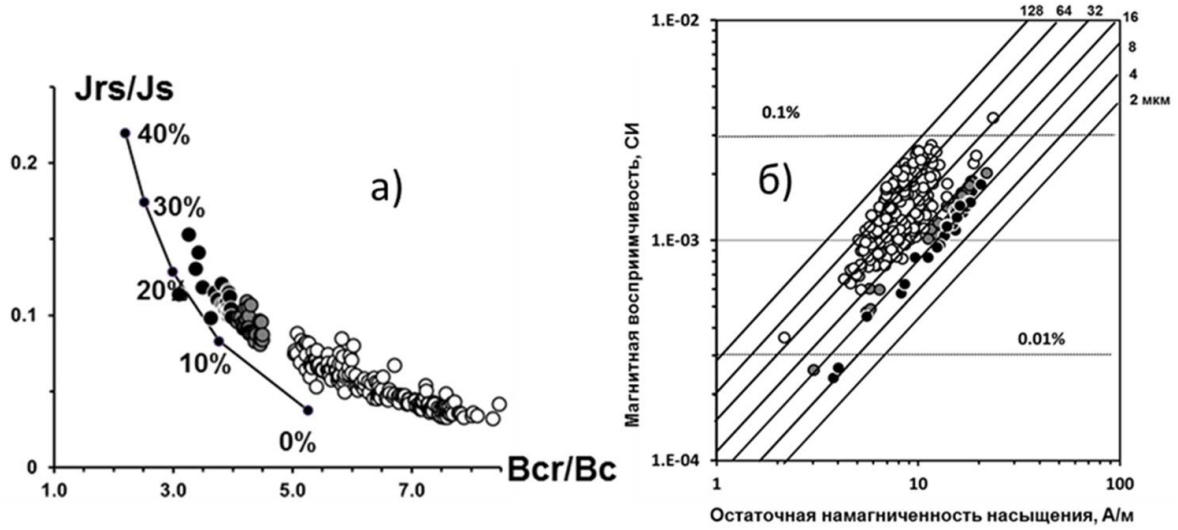


Рис. 2. Оценка доменного состояния (*а*) и размеров магнитных зерен (*б*) в отложениях разреза Белый Яр. Черные символы – образцы с отношением Bcr/Bc<4; серые символы – 4<Bcr/Bc<4.5; белые символы – Bcr/Bc<5. График (*а*) – теоретическая кривая **[8]**, цифры – процентное содержание однодоменных частиц. Сплошные линии на графике (*б*) – линии равных размеров зерен; пунктирные – линии равной концентрации (по **[7]**).

концентрации и размере зерен магнитной фракции осадков, отличающие их от вмещающих отложений, не содержащих вулканического материала. Объектом исследований послужил опорный разрез субаэральных отложений Белый Яр, вскрывающий наиболее полную последовательность за последние 40000 лет, датированную радиоуглеродным методом **[4]** и имеющую детальное литогенетическое расчленение по гранулометрическим данным **[5]**.

Отбор образцов для петромагнитных исследований проводился по всей толще разреза до глубины 26 м через 5–10 см, всего коллекция составила 270 образцов. Петромагнитные измерения выполнены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН на коэрцитивном спектрометре J-meter **[6]**. Петромагнитные характеристики пород разреза относительно высоки и в целом отражают строение толщи (рис. 1), однако корреляция концентрационных магнитных параметров с гранулометрическими фракциями незначима.

В интервалах глубин 410–730 см и 910–1400 см структурно-чувствительные магнитные характеристики существенно изменяются – здесь наблюдается заметное увеличение остаточной намагниченности насыщения (Jrs) и коэрцитивной силы (Bc), уменьшается эффективный размер магнитного зерна (k_{fer}/Jrs). Термомагнитный анализ показал, что единственным магнитным минералом в осадках является магнетит (Tc=580 °C), кривые k(T) идентичны во всем разрезе.

Оценка доменного состояния частиц по **[7, 8]** показала, что в аномальных интервалах частицы с 3.1<Bcr/Bc<4.5 находятся в псевдооднодоменном (ПСД) состоянии (содержат от 5 до 25 % однодоменных частиц), вне этих интервалов осадки содержат только многодоменные (МД) частицы (рис. 2, *а*). Размер ПСД частиц, согласно **[9]**, составляет 6–12 мкм, МД – 16–120 мкм (рис. 2, *б*).

Анализ корреляционных связей между магнитными и гранулометрическими параметрами отдельно для горизонтов с МД и ПСД зернами показал, что такая корреляция для МД частиц прямая, а для ПСД – обратная. Это указывает на то, что присутствие ПСД частиц не связано с эоловым процессом, а обусловлено выпадением пеплового материала. На основе такого предположения в разрезе Белый Яр выделяются два крупных вулканических события, осложненных серией более мелких (см. рис. 1). В соответствии с датами ^{14}C **[4]** возраст этого вулканического этапа в Тункинской котловине находится пределах 26250–12405 лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-05-01811, 15-35-20293).

[1] *Логачев Н.А.* Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Вып. 1. Улан-Удэ, 1954. С. 139–145.

[2] *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л., 1960. 260 с.

[3] *Roberts A.P., Chang L., Heslop D., Florindo F., Larrasoaña J.C.* Searching for single domain magnetite in the "pseudo-single-domain" sedimentary haystack: Implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117, № B8. B08104. doi:10.1029/2012JB009412.

[4] *Щетников А.А., Клементьев А.М., Филинов И.А., Семеней Е.Ю.* Крупные млекопитающие опорных разрезов верхнего неоплейстоцена Тункинской рифтовой долины, Юго-Западное Прибайкалье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 2. С. 104–128.

[5] *Чегис В.В., Казанский А.Ю., Щетников А.А., Матасова Г.Г., Филинов И.А.* Детальное расчленение разреза Белый Яр (Тункинское Прибайкалье) по гранулометрическим данным как основа для палеореконструкций окружающей среды и климата // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 253–255 (наст. выпуск).

[6] *Jassonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F.* A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. V. 49, № 3. P. 224–226.

[7] *Day R., Fuller M.D., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1997. V. 13. P. 260–266.

[8] *Dunlop D.J.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107, № B3. P. EPM 5-1–EPM 5-15. doi:10.1029/2001JB000487.

[9] *Thompson R., Oldfield F.* Environmental magnetism. London: George Allen and Unwin, 1986. 227 p.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ СОСТАВА СИНКИНЕМАТИЧЕСКИХ КОРОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева, **, В.Г. Владимиров*, ***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iri@igm.nsc.ru
**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Проблемы, связанные с коровым гранитоидным магматизмом (субстрат, условия зарождения, перемещения и консолидации расплава), рассматривались и дискутировались неоднократно **[1–5 и др.]**.

Отдельным аспектом подобных исследований является анализ тектонического контроля корового магматизма, заключающийся не только в контроле условий зарождения и перемещения кислых расплавов, но также и в анализе избирательного плавления и ассимиляции вмещающих пород как на стадии зарождения расплава, так и в процессе его перемещения и консолидации. Данный вопрос в существующих публикациях практически не рассматривается, что можно связать со сложностями в выборе для исследований геологических объектов. Они должны отвечать определенным требованиям – коровые гранитоиды (отдельные тела и массивы) должны иметь признаки синкинематического плавления и характеризовать отдельные стадии перемещения кислого расплава (авто-, пара- и аллохтонный тип) в пределах одной тектонической зоны.

Одним из регионов, где данные условия соблюдаются и где в пределах одной тектонической зоны можно наблюдать различные уровни земной коры, является Западный Сангилен (ЮВ Тува). Это северо-западная окраина (в современных координатах) Тувино-Монгольского массива. В ее пределах в каледонских коллизионных и постколлизионных структурах обнажаются гранитоиды различного генезиса **[6 и др.]**.

Регион претерпел длительную тектонотермальную историю **[7 и др.]**. Существовавшие здесь внутриплитные обстановки обеспечили специфические тектонические условия, когда, помимо шовной долгоживущей разломной зоны (Агардагская сутура), на коллизионной и постколлизионной стадиях сформировалась система проникающих разломов сдвигового генезиса (Эрзинский, Кокмолгаргинский и др.) **[7]**. В отличие от шовной Агардагской зоны, тектоническая активность данной системы, хоть и сопровождалась кислым и базитовым магматизмом, носила кратковременный характер. Это обеспечило сохранность разновозрастного и гипсометрически разноуровненного корового гранитоидного магматизма **[6, 7]**.

Ключевым моментом в настоящей работе является характеристика и сравнительный анализ составов синкинематических гранитоидов в пределах одной и той же Эрзинской тектонической зоны. Помимо пространственной близости и единого тектонического контроля, все рассматриваемые гранитоиды объединяет общность происхождения, связанного с внутрикоровым гранитоидным магматизмом на пике коллизионных и последующих постколлизионных событий в пределах Западного Сангилена **[7]**. С некоторыми допущениями, мы имеем дело с природным экспериментом, позволяющим проследить изменение структурных, вещественных и морфологических характеристик синкинематических коровых гранитоидов в процессе эволюции Эрзинской тектонической зоны.

Детально исследованы четыре типа (массива) гранитоидов, формирование которых происходило на разных уровнях глубинности; это граниты эрзинского мигматит-гранитного комплекса (мезоабиссальная фации), Матутский гнейсогранитный массив (мезоабиссальная фации), Баянкольский габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитный массив (мезоабиссальная фация) и Нижнеулорский гранитный массив (гипабиссальная фация).

Граниты эрзинского комплекса являются авто- и парааутохтонными, граниты Матутского и Баянкольского – парааутохтонными, а Нижнеулорский массив сложен аллохтонными гранитами.

Морфология и размер интрузивных тел отличаются между собой. Размеры тел варьируются в пределах первых десятков километров (от 10 до 40 км^2). Парааутохтонные граниты и гранодиорит-граниты Баянкольского массива вытянуты вдоль Эрзинской тектонической зоны. Здесь же расположен Матутский гнейсогранитный массив, представляющий собой округлый в плане гарполит, и Нижнеулорский гранитный овальный в плане шток, вытянутый с юга-запада на северо-восток.

Можно показать, что вдоль одной тектонической зоны существовали условия, благоприятные как для автохтонного гранитообразования, так и для перемещения кислых расплавов, увеличения размера и изменения морфологии интрузивных тел от жильного типа к гарполитам и, далее, к штокам.

Состав пара- и автохтонных синкинематических гранитоидов сходен. Все они характеризуются умеренным и высоким содержанием K_2O и Na_2O, пер- и метаглиноземистым составом. Акцессорными минералами гранитов и гранодиоритов являются кордиерит и гранат. Стоит отметить, что встречаются они только в эндоконтакте массивов и их состав аналогичен гранатам и кордиеритам из вмещающих мигматитов эрзинского комплекса. Состав биотита из гранитов также соответствует биотиту из мигматитов, отличаясь только пониженным содержанием титана. Граниты эрзинского комплекса, Матутского и Баянкольского массивов отвечают коллизионным и постколлизионным континентальным гранитоидам и образуют единый тренд с составами мигматитов эрзинского комплекса.

Граниты Нижнеулорского массива отличаются выдержанностью и однородностью состава, при этом пересекаясь с полями составов всех остальных типов гранитов, наблюдаемых в пределах Эрзинской тектонической зоны. Из акцессорных минералов присутствует роговая обманка в очень малом количестве, практически полностью замещенная биотитом. Распределение редких и редкоземельных элементов гранитов Нижнеулорского массива наследует черты гранитоидов эрзинского комплекса, Матутского и Баянкольского массивов.

По результатам минералогических и петрогеохимических исследований все синкинематические гранитоиды Эрзинской тектонической зоны относятся к коровым гранитам S-типа. Однако при переходе от авто- и парааутохтонных гранитоидов к аллохтонным происходит возрастание их степени «изоляции» от источников плавления пород, что закономерно отражается на химическом составе гранитов. Различия в составе гранитоидов определяются степенью «изолированности» и размером массива, когда кислый расплав при отрыве от корового субстрата и перемещении получает возможность достижения однородного состояния, ассимилируя реститы вмещающих пород начальной стадии плавления.

Таким образом, характерной чертой процессов синкинематического корового гранитообразования на разноглубинных уровнях земной коры является не только четкая пространственно-временная и генетическая сопряженность с изменением условий формирования локальных зон растяжения, контролирующих перемещение кислых расплавов, размер и морфологию интрузивных тел, но и степень «изоляции» от источников плавления пород, что закономерно отражается на химическом составе гранитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке партнерского проекта СО РАН – УрО РАН, ИП 77 «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид», проекта РФФИ № 14-05-00747, проекта РНФ № 15-17-10010, а также в рамках Программ повышения конкурентоспособности Томского и Новосибирского государственных университетов.

[1] *Hutton D.H.W., Dempster T.J., Brown P.E., Becker S.D.* A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones // Nature. 1990. V. 343. P. 452–455.

[2] *D'Lemos R.S., Brown M., Strachan R.A.* Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen // Journal of the Geological Society. 1992. V. 149. P. 487–490.

[3] *Hutton D.H.W., Reavy R.J.* Strike-slip tectonics and granite petrogenesis // Tectonics. 1992. V. 11. P. 960–967.

[4] *Benn K., Cruden A.R., Sawyer E.W.* Extraction, transport and emplacement of granitic magmas – Preface to special issue // Journal of Structural Geology. 1998. V. 20. P. V–IX.

[5] *Clemens J.C.* Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas // Journal of the Geological Society. 1998. V. 155. P. 843–851.

[6] *Кармышева И.В.* Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (ЮВ Тува): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 16 с.

[7] *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.

ФРАКТАЛЬНАЯ СТРУКТУРА СЕЙСМИЧНОСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.В. Ключевский, Ф.Л. Зуев, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская

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

В современных теоретических и численных моделях сейсмичности сейсмогенез рассматривается как эволюция сложных динамических систем, имеющих много степеней свободы. Такие модели развиваются преимущественно как новая основа для предсказания сильных землетрясений и изучения пространственно-временной и энергетической структуры сейсмичности. При решении этих задач пятимерное пространство кинематических параметров реальной сейсмичности обычно диагностируется путем совместного анализа моделей и феноменологии: скейлинг, подобие, самоподобие, пространственно-временная корреляция, отклики на возбуждение, предсказуемость на различных масштабах осреднения. Современное состояние теории и мониторинговых систем сейсмичности позволяет в первом приближении решить задачу оценки самоподобия фрактальной структуры эпицентров толчков, проследить за ее изменениями во времени и, сопоставив с модельными представлениями, понять в общих чертах ее природу и эволюцию. Природа самоподобия сейсмичности может быть связана с оптимизацией условий энергосбережения при эволюции литосферы и участием хрупких деформаций в формировании фрактальной структуры сети разломов. Имеется гипотеза **[1]**, что каждый разлом генерирует землетрясения одного размера, а фрактальное пространственное распределение землетрясений формируется фрактальностью разломной сети. В таком приближении землетрясение можно рассматривать как масштабированный «генератор», наложенный на «инициатор» – разлом определенного размера, и землетрясения участвуют в формировании фрактальной сети разломов. Именно такой механизм лежит в основе итерационных процессов генерирования модельных фрактальных структур **[2]**.

Фрактальные оценки поля эпицентров землетрясений Байкальского региона за тридцать лет инструментальных наблюдений представлены в виде параметра самоподобия k **[3]**, размерности D_s **[4]** и коэффициента C **[5]**. Отмеченный рост D_s со временем указывает на необходимость переоценки размерности при увеличении количества землетрясений. Нами выполнены расчеты клеточной D_0 и информационной D_1 размерности поля эпицентров толчков региона, входящих в него трех районов и шести участков за сорок лет инструментальных наблюдений (1964–2002 гг.) **[6]**. За прошедшее десятилетие существенно увеличилась база данных о землетрясениях Байкальского региона, что позволяет уточнить параметры фрактальной структуры эпицентров толчков и тенденции ее изменения со временем, проанализировать связь с напряженно-деформированным состоянием, тектонофизикой и современной геодинамикой литосферы Байкальской рифтовой системы (БРС). Первичные материалы взяты из отчетов «Каталог землетрясений Прибайкалья», в которых представлены основные сведения о землетрясениях региона. Эти отчеты подготовлены сотрудниками группы сводной обработки сейсмических наблюдений БФ ГС СО РАН.

В настоящей работе представлены новые результаты определения клеточной размерности поля эпицентров 52700 землетрясений с $K_P \geq 8$, зарегистрированных с 1964 по 2013 г. в литосфере Байкальского региона, в трех входящих в него районах и на шести участках. Эти геологические области следует рассматривать как три последовательно вложенных уровня иерархии неоднородностей литосферы. Для исследования зависимости структуры поля эпицентров от объемов выборок данных рассмотрены изменения размерности во времени. Насыщенность литосферы Байкальского региона афтершоками и роевыми событиями обусловила использование только клеточной размерности D_0, слабо зависящей от группирующихся толчков **[7]**. Клеточная размерность D_0 поля эпицентров землетрясений позволяет отойти от качественного описания сейсмичности и количественно охарактеризовать хрупкую деструкцию литосферы БРС и динамику этого процесса. Под фрактальной структурой сейсмичности понимаются основные зако-

номерности пространственно-временного формирования поля эпицентров землетрясений в значениях клеточной размерности D_0.

В работе выполнен анализ фрактальной структуры эпицентров землетрясений, установлены особенности ее формирования на флангах региона, исследованы тенденции и особенности изменения D_0 со временем и при росте количества зарегистрированных толчков, проанализирована связь с напряженно-деформированным состоянием, тектонофизикой и современной геодинамикой литосферы БРС. Установлено, что поле эпицентров толчков в Байкальском регионе, районах 2 и 3, участках 2, 3, 4 и 5 статистически самоподобно при $D_0 \approx 1.45–1.55$. Размерности эпицентров толчков района 1 и участка 6, расположенных на флангах БРС, отличаются кардинальным образом: в районе 1 размерность максимальна ($D_0 \approx 1.60 \pm 0.02$), а участке 6 минимальна ($D_0 \approx 1.37 \pm 0.02$). При равенстве фрактальной размерности разломной сети D_f этих территорий **[4]** это указывает на различие в механизме активизации сети разломов при генерации землетрясений на флангах БРС: сложную площадную деструкцию литосферы на юго-западе и линейную деструкцию на северо-востоке. На графиках 5-летних значений размерности выделяются интервалы понижения D_0, хорошо корреспондирующие с перестройками напряженного состояния в литосфере БРС: при перестройках происходит уменьшение размерности, а после перестроек D_0 растет и возвращается к прежнему уровню. Уменьшение D_0 указывает на локализацию сейсмичности в зонах разломов, а последующее повышение D_0 отражает импульс расширения аттракторов и расхождение этого импульса сжатия в литосфере региона. Расположение аттракторов рифтогенеза и эпизоды их активизации хорошо соответствуют пространственно-временным особенностям распределений D_0. В целом фрактальная структура полей эпицентров землетрясений формируется сетью сейсмически активных разломов на границах плит и блоков под влиянием аттракторов рифтогенеза и нелинейной геодинамики БРС в условиях внешнего глобального сжатия литосферы.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 14-45-04011-р_Сибирь_а, 14-05-00308_а).

[1] *Turcotte D.L., Malamud B.D.* Earthquakes as a complex system // International handbook of earthquake and engineering seismology. Part A / Eds. W.H.K. Lee, H. Kanamori, C. Kisslinger. Amsterdam – Boston – New York – Tokyo: Academic Press, 2002. P. 209–227.

[2] *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 2002. 656 с.

[3] *Солоненко А.В., Штейман Е.А.* Самоподобие поля сейсмичности Байкальского рифта // ДАН. 1994. Т. 337, № 2. С. 253–257.

[4] *Sherman S.I., Gladkov A.S.* Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 133–142.

[5] *Некрасова А.К., Кособоков В.Г.* Общий закон подобия для землетрясений: Прибайкалье // ДАН. 2006. Т. 407, № 5. С. 679–681.

[6] *Ключевский А.В., Зуев Ф.Л.* Структура поля эпицентров землетрясений Байкальского региона // ДАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 682–687.

[7] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А., Зуев Ф.Л.* Соотношение случайной и систематической составляющих сейсмичности в районе Бусийнгольской впадины на юго-западе Байкальской рифтовой зоны // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 109.

ГЛУБИННАЯ СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

М.М. Кобелев, В.В. Мордвинова, М.А. Хритова, Е.А. Кобелева, О.Ф. Лухнева

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

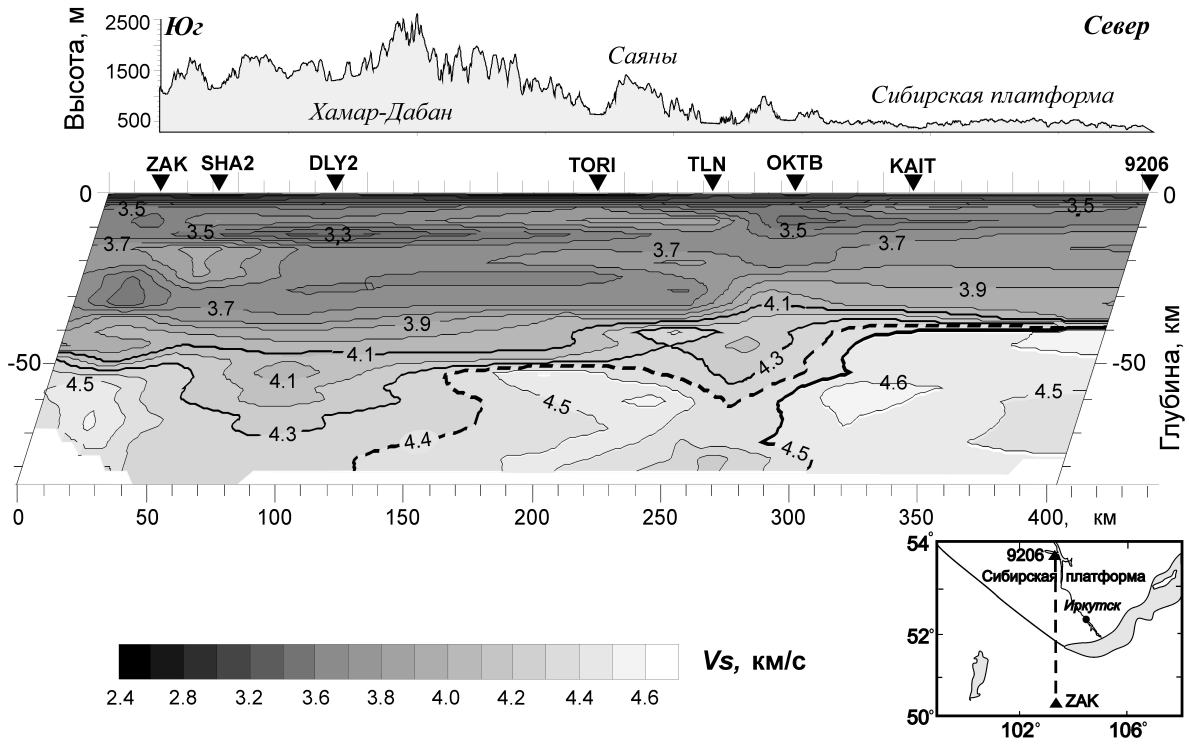
Большинство южных границ Сибирского кратона образовалось в неопротерозое в связи с распадом суперконтинента Родиния **[1]**. Намеченная на основании палеотектонических реконструкций граница кратона довольно условна, поскольку первичные контуры кратона неизвестны и не установлены истинные амплитуды горизонтальных перемещений по ограничивающим разрывным зонам. Между тем именно знание более точной конфигурации и характера границ Сибирского кратона позволит более обоснованно судить о его взаимодействии со смежными тектоническими областями. Предварительные геофизические исследования по Юго-Западному Прибайкалью позволяют полагать, что фундамент кратона прослеживается далеко под горное сооружение Хамар-Дабан, то есть под складчатую систему **[2]**. Подобное явление установлено для многих кратонов, но возможность уточнения положения и конфигурации глубинной границы Сибирского кратона затруднена ограниченностью сейсмологических наблюдений, необходимых для одновременного исследования строения земной коры и верхней мантии региона.

Широкополосные сейсмические наблюдения позволили дополнить исследования глубин южного контакта Сибирской платформы с ее складчатым обрамлением значительно более детальным по сравнению с томографией методом продольных приемных функций (P receiver function или PRF) **[3]**. В каждом пункте наблюдения инверсией выделенных из сейсмограмм приемных функций рассчитывается зависимость скорости поперечных сейсмических волн от глубины, $V_S(h)$. Среднеквадратичная погрешность определения скорости поперечных волн в интервале глубин 0–80 км оценивается в среднем величиной ±0.1 км/с.

Для построения скоростных разрезов вдоль профилей станций применен стандартный метод линейной интерполяции и триангуляции. Вертикальное разрешение разрезов согласно одномерным моделям $V_S(h)$ составляет 0.5–2.0 км в коре и 3–5 км в мантии. Разрешение по горизонтали определяется расстоянием между сейсмостанциями. Топография региона исследования сложная, а станции в основном расположены на равнинных участках, но, благодаря сейсмическому сносу (наклон используемых сейсмических лучей примерно 25°), скоростные разрезы дают информацию и о глубинах под горными районами.

В ключевой в тектоническом отношении зоне сочленения докембрийского Сибирского кратона с Центрально-Азиатским складчатым поясом (ЦАСП) по многолетней коллекции записей девяти широкополосных станций, установленных по обе стороны Главного Саянского разлома, приемные функции выделены для всех возможных направлений относительно каждой из станций. По изменению форм приемных функций найдены азимутальные диапазоны с потенциально разнородной скоростной структурой, для них рассчитаны одномерные $V_S(h)$ модели от поверхности до глубины 70–80 км. Вместе с полученными ранее **[4]** они включены в скоростные разрезы вдоль профилей различного направления. Наиболее выразительными из них являются меридиональный и широтные разрезы.

Для построения разреза ZAK–9206 вдоль меридионального профиля, пересекающего контрастные тектонические структуры от г. Закаменск у южного склона горного массива Хамар-Дабан до п. 9206 в районе Братского водохранилища на Сибирской платформе (рисунок), использованы приемные функции, сформированные волнами от далеких южных землетрясений. Разрез показывает, что земной коре краевой зоны Сибирской платформы свойственно довольно равномерное увеличение скорости с глубиной за исключением слоя пониженной скорости в интервале глубин 6–12 км (предположительно милонитизированная зона древнего надвига **[2]**). В переходной к горной области зоне (территория Шарыжалгайского метаморфического комплекса **[1]**) сохраняется тенденция нарастания скорости с глубиной, но уже очевидно деформирование и переработка вещества коры, особенно верхней и нижней ее части, где появляются



V_S-разрез и топография вдоль профиля ZAK–9206. Направление профиля показано на врезке. Треугольниками отмечены позиции сейсмостанций вдоль профиля; изолинии скоростей от 2.4 до 4.6 км/с проведены с шагом 0.1 км/с.

низкоскоростные и высокоскоростные включения. Под горной территорией чрезвычайно сложная структура коры с чередованием слоев и линз повышенной и пониженной скорости. Принято считать, что пониженные скорости в таких случаях свидетельствуют о гранулитовых ослабленных слоях, которые способствуют перемещению материала в тектонически активных зонах **[5]**. При переходе к горной области не только увеличивается толщина коры, пределом для которой нами принята изолиния 4.3 км/с, но также полностью меняется характер коромантийного перехода. Наиболее контрастный раздел Мохо на глубине 38–39 км в районе Сибирской платформы (станции 9206). Здесь скорость меняется скачком от 4.0 до 4.6 км/с, то есть земная кора, по крайней мере, с позднего протерозоя без глубинных стрессов контактирует с высокоскоростной и, следовательно, плотной, жесткой литосферой Сибирского кратона. Выделенная жирной изолинией 4.5 км/с область мантийной литосферы, по-видимому, является наиболее неизмененной частью кратона в пределах данного разреза в отличие от деформированной его области южнее (ограничена пунктирной изолинией 4.4 км/с). Интервал между изолиниями 4.3 и 4.4 км/с затруднительно идентифицировать с низам коры или с деформированной кровлей окраины Сибирского кратона. Вполне оправдано появление в этом интервале ослабленной прослойки, создающейся при пододвигании кратона под более податливую (низкоскоростную и низкоплотностную) южную область коры и мантии. К сожалению, в отсутствие станций между Далахаем (DLY2) и Торами (TORI) при интерполяции неизбежно искажается образ мантийной кровли кратона. Судя по горному рельефу южнее Саян и по сведениям об изостатической компенсации в Южной Сибири преимущественно на уровне подошвы коры **[6]**, мы считаем, что Сибирский кратон более неуклонно пододвигается под хребты Хамар-Дабана.

Хотя сейсмические станции расположены довольно редко, скоростной разрез хорошо отражает глубинные условия, ведущие к образованию современного рельефа. Видна связь наклона кровли мантийной части кратона и начинающейся в окрестности станции KAIT деформации подошвы коры с локальным понижением поверхности Сибирской платформы. Выгибанию нижней половины коры под станцией OKTB сопутствует зеркальная деформация верхней ее половины, в результате создающая существующие на поверхности предгорный прогиб и крае-

вое поднятие. Визуализируемые с помощью сейсмических скоростей черты глубинного строения свидетельствуют не просто о соседстве разнородных областей, а о коллизии – надвигании прочного кратона на низкоскоростную (менее плотную, более плавучую и пластичную) южную область. Ее земная кора испытала сильную деформацию в результате сжатия между Сибирским кратоном и в настоящее время удаленным примерно на 100 км к югу прочным литосферным блоком – реликтом древней зоны субдукции палеоокеана **[7]**. Сократившись по горизонтали, земная кора деформированной области в своей центральной части стала иметь мощность, почти вдвое большую, чем кора жесткого кратона. Венчающий эти преобразования большой массив хребтов Хамар-Дабан свидетельствует об изостатической скомпенсированности земной коры в этом сечении и, следовательно, о медленной и устойчивой динамике, в основном в режиме транспрессии (сжатие со сдвигом), который фиксируется на поверхности методами физики очага землетрясений и тектоники **[8, 9]**.

Исследования поддержаны грантами инициативного проекта РФФИ № 12-05-01024 и экспедиционных проектов РФФИ 14-05-10028 и 15-05-10085.

[1] *Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии* / Под ред. Е.В. Склярова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.

[2] *Zorin Yu., Mordvinova V., Turutanov E. et al.* Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // Tectonophysics. 2002. V. 359, № 3–4. P. 307–327.

[3] *Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W.* Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // Journal of Geophysical Research. 1993. V. 98, № B3. P. 4437–4448.

[4] *Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др.* Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 11–22.

[5] *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

[6] *Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Толщина литосферы,под Монголо-Сибирской горной системой и под сопредельными регионами // Известия АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 33–42.

[7] *Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., Ruzhentsev S.V., Dergunov A.B., Filippova I.B., Tomurtogoo O., Arvisbaatar N., Bayasgalan Ts., Biambaa Ch., Khosbayar P.* The South Siberia-Central Mongolia transect // Tectonophysics. 1993. V. 225. P. 361–378.

[8] *Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Параметры сейсмотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // ДАН. 2007. Т. 416, № 4. С. 543–545.

[9] *Саньков В.А., Лухнев А.В., Парфеевец А.В. и др.* Сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // ДАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 401–406.

СИЛУРИЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОФИОЛИТЫ ЮГА ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ: U-PB ID-TIMS ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ND-ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк*, В.М. Саватенков**, Е.Б. Сальникова***

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

В системе Центрально-Азиатского складчатого пояса структуры Южной Монголии и Восточной Джунгарии выделяются преобладанием средне- и позднепалеозойских вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов, слагающих каркас ювенильной коры этого региона **[1, 2]**. Геологические, геохимические и изотопные данные свидетельствуют, что доминирующая часть этих комплексов была сформирована в условиях энсиматической островной дуги или серии дуг. Здесь выделяются комплексы шаровых лав и гиалокластитов, которые могут являться фрагментами офиолитовых ассоциаций, представляющих океаническую кору Палеоазиатского океана **[2]**. Однако геохимические характеристики вулканических пород этих комплексов зачастую несут свидетельства образования в надсубдукционных условиях, и это не удивительно, так как в геологической истории Земли редко реализуются условия для обдукции океанической коры ложа океанов и сохранения ее в складчатых структурах поясов. В то же время кора задуговых бассейнов и основания островных дуг вполне реально может присутствовать в аккреционных структурах. В Южной Монголии наиболее известные такие офиолитовые комплексы представлены в хр. Дзойлен, Гурван-Сайхан и Алтан-Ула **[2, 3]**, на их основании была выделена Дзойленская зона в строении герцинид, протягивающаяся вдоль их южного края. Эта зона выделяется и западнее отмеченных хребтов в Заалтайской Гоби **[2]**, однако надежные данные для ее трассирования и сопоставления со структурами Восточной Джунгарии отсутствуют.

Нам удалось изучить фрагменты офиолитовой ассоциации на юге Заалтайской Гоби в районе гор Нарийн-Ула и Нарийн-Хух-Ула. Здесь в пределах узкой субширотной полосы тектонически совмещены вулканический разрез шаровых лав, серпентинитовый меланж с блоками габбро и габбро-диоритов и апотеррогенные зеленосланцевые толщи. На простирании этих комплексов сланцевая толща интрудирована массивом гнейсовидных тоналитов–трондьемитов. Блок вулканических пород имеет протяженность около 9 км при ширине 2.5 км. Это моноклинально падающая толща видимой мощностью около 1.8 км. В ее основании преобладают Px-порфировые и афировые базальты, переслаивающиеся с горизонтами красных яшм. В верхней части разреза наряду с базальтоидами появляются более дифференцированные породы до дацитов и риолитов.

Базальты и андезибазальты преимущественно низко- и умереннотитанистые (TiO_2 0.45–1.48 мас. %) с невысокими концентрациями MgO – до 5.7 мас. %, умеренным обогащением LREE относительно HREE ($(La/Yb)_n$=1.1–4.4), выраженным минимумом Nb и Ta ($(La/Nb)_n$=2.7–7.1) и максимумами Sr и Ba. Риолиты и дациты примечательны ярко выраженным натриевым характером (Na_2O 5.2–6.6 мас. %, K_2O ниже 0.2 мас. %) с минимумами Rb, Nb, Ta ($(La/Nb)_n$=3), Sr, P и Ti и максимумами Th и U.

Изотопный состав Nd базальтоидов отвечает умеренно деплетированному источнику ($\varepsilon_{Nd}(T)$=+6.3…+6.8), тогда как риолит имеет более деплетированные характеристики ($\varepsilon_{Nd}(T)$= =+8.1). Габбро-диорит в серпентинитовом меланже геохимически и изотопно ($\varepsilon_{Nd}(T)$=+6.7) близок к вулканическим породам базальт-андезибазальтового состава.

Гнейсовидные тоналиты и трондьемиты имеют характерную низкокалиевую специфику (K_2O 1.0–1.2 мас. %, Na_2O=5.1–5.4 мас. %), умеренно обогащены LREE относительно HREE ($(La/Yb)_n$=3.4–5.3), обладают минимумами Nb и Ta и максимумами Sr, Ba и U. Их изотопный состав Nd соответствует формированию из умеренно деплетированного источника ($\varepsilon_{Nd}(T)$= =+5.4).

Изотопные U-Pb ID-TIMS исследования кристаллов циркона, выделенных из гнейсовидных трондьемитов, показали возраст 433±7 млн лет, что соответствует первой половине силура.

Геохимическая характеристика гнейсовидных тоналитов и трондьемитов, их умеренно деплетированная величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ и отчетливое додеформационное положение позволяют предполагать, что они формировались на начальных этапах образования островной дуги. Другие многочисленные гранитоиды, распространенные в этом регионе, имеют более дифференцированные геохимические характеристики при близком изотопном составе и, очевидно, фиксируют более зрелую стадию развития островной дуги. Геохронологические данные по таким гранитоидам опубликованы для Cu-Mo-порфировой системы района Менгси, расположенной в 160 км к западу в Восточной Джунгарии, в диапазоне 427–411 млн лет **[4]**.

Вулканические породы офиолитов и габброиды в серпентинитовом меланже также имеют надсубдукционные геохимические характеристики. Их изотопный состав Nd не отвечает деплетированной мантии, показывая некоторое участие рециклированного древнекорового компонента, очевидно за счет вовлечения в область плавления субдуцированных осадков. В то же время дациты и риолиты с их высоким значением $\varepsilon_{Nd}(T)$ и отсутствием адакитовых характеристик свидетельствуют о существовании и возможности дифференциации деплетированных мантийных магм.

Такое сочетание геологических, геохимических и изотопных характеристик вулканических пород офиолитов, габброидов в меланже и плагиогранитоидов в наибольшей мере соответствует формированию офиолитов юга Заалтайской Гоби в условиях незрелой островной дуги с явным поступлением в зону субдукции продуктов разрушения более древней континентальной коры. Источником этого древнекорового материала мог служить Южно-Гобийский микроконтинент, Атас-Богдинский блок которого располагается к югу от полосы распространения офиолитов Заалтайской Гоби, или дорифейские континентальные блоки Бейшаня. Время начала островодужного магматизма, определенное по гнейсовидным трондьемитам, отвечает первой половине силура, хотя формирование вулканических и осадочных комплексов офиолитов, очевидно, предшествовало этому этапу. Комплексов пород собственно океанического ложа среди офиолитов юга Заалтайской Гоби нами пока не обнаружено.

[1] *Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M., Kovach V.P., Sal`nikova E.B., Kovalenko D.V., Kotov A.B., Kudryashova E.A., Lebedev V.I., Eenzhin G.* Crust-forming processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // Petrology. 2008. V. 16, № 7. P. 679–709.

[2] *Руженцев С.В., Поспелов И.И.* Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 46–62.

[3] *Helo C., Hegner E., Kroner A. et al.* Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth // Chemical Geology. 2006. V. 227. P. 236–257.

[4] *Yang F., Mao J., Pirajno F. et al.* A review of the geological characteristics and geodynamic setting of Late Paleozoic porphyry copper deposits in the Junggar region, Xinjiang Uygur Autonomous Region, Northwest China // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 49. P. 80–98.

О ПРИРОДЕ АККУМУЛЯЦИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ НИЖНЕТУРКИНСКОЙ ВПАДИНЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (БАЙКАЛЬСКАЯ СИБИРЬ)

В.Л. Коломиец

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

Нижнетуркинская впадина расположена на юго-восточном побережье оз. Байкал и занимает приустьевую часть нижнего течения р. Турка. В плане это сужающееся вверх асимметричное субширотное понижение. В морфоструктурном отношении Нижнетуркинская впадина представляет собой северный отрезок Кикинско-Котокельско-Коточик-Туркинской группы впадин в пределах переходной зоны от Байкальского рифта к передовой ступени хр. Улан-Бургасы.

Наиболее полный комплекс рыхлых отложений наблюдается на междуречье Турки и ее правого притока – р. Коточик. Это останцовый увал площадью более 10 км^2 и высотой 60–80 м с мелкохолмистой вершинной поверхностью и выположенными, местами с эрозионными врезами, склонами.

Вскрытые отложения представлены сортированными мелко-, мелко-средне- и среднезернистыми песками, хорошей и средней степени отмытости. Слойки горизонтальные, пологие, слегка волнистые, разные по мощности: от нитевидных, тонких до средних (5–7 см). Наблюдается также небольшой процент (1–2 %) гравийных включений 3–4-й степени окатанности. Содержание глинистых частиц не превышает 5 %, органических остатков не обнаружено.

По минералогическому анализу легкой фракции пески толщи определяются как кварц-полевошпатовые, с содержанием кварца от 18 до 70 %, при среднем 35–40 %. Содержание полевого шпата от 13 до 77 %, при среднем 50–55 %; сростков – от редких знаков до 53 %, при среднем 4–5 %; обломков пород – от знаков до 6 %, при среднем 1–2 %. Кроме того, в малых весовых значениях (1–2 %) и знаках встречаются амфибол, слюды, эпидот, пироксен, лимонит, мартит, ильменит, сфен. По окатанности среди кварцевых зерен преобладают неокатанные и полуокатанные, полевошпатовые зерна – полуокатанные и окатанные. Коэффициент мономинеральности песков не превышает 1 (средний 0.73).

Следовательно, отложения имеют примерно равные значения по всем показателям, что позволяет сделать вывод о более или менее единой среде и условиях осадконакопления. Учитывая однородный состав, который выдержан как по параметрам, так и по площади распространения, а также особенности текстуры (преобладание мелкой горизонтальной слоистости и наличие пологой и легковолнистой, неравномерность слойков, их прерывистость, отсутствие каких-либо примесей и включений, кроме небольшого количества гравия), можно с большой долей уверенности говорить о формировании песчаной толщи в мелководном проточном озерном водоеме.

Подобные отложения могут формироваться и в пойменных условиях меандрирующей реки со спокойным течением, но, поскольку в песках органических остатков не обнаружено, этот факт подтверждает сделанное нами заключение, так как для пойменных фаций характерно именно присутствие органики, которая в большом количестве переносится в половодье во взвешенном состоянии и выпадает в осадок. Наши представления не противоречат таблице текстурных генетических признаков пород Траубриджа, где такие осадки относятся к озерным отложениям зоны тихой воды.

На основании данных об аквальном генезисе песчаных толщ проведен палеопотамологический анализ, по результатам которого получен ряд характеристик (скорость, глубина, уклон палеопотока, число Фруда), позволяющих более детально восстановить древнюю обстановку осадконакопления. Согласно этим показателям отложение происходило в мелководном водоеме (максимальные глубины до 3.8 м) потоком с малыми скоростями течения (в среднем 0.5 м/с) и при малых уклонах палеорусла (1.2–1.3 м/км). Тип русла равнинный с площадью водосбора более 100 км^2 (величины числа Фруда не превышают 0.1). Такие условия, в нашем случае, соответствуют прибрежным фациям мелководного озерного проточного водоема, что подтвер-

ждается также генетической диаграммой Пассега. Большинство анализируемых отложений принадлежит полю РО, которое образуется осадками смешанного происхождения – отчасти путем качения частиц по дну, отчасти выпавшими из донной суспензии. Этому типу переноса соответствуют физико-географические условия накопления в проточном озерном водоеме, где осадки отлагаются путем как прямого переноса – качения, так и переноса во взвешенном состоянии в нижней части потока, что позволяет классифицировать эти отложения как аллювиально-озерные.

По данным радиотермолюминесцентного датирования появление озерного режима для верхней части толщи имело место в среднем неоплейстоцене (ширтинский горизонт, 174±20 тыс. лет назад, ГИН СО РАН-517) и продолжалось до начала ермаковского времени позднего неоплейстоцена (100±17 тыс. лет назад, ГИН СО РАН-515).

По данным бурения, общая мощность описываемых однородных песков колеблется от 120 до 140 м, подстилаются они гравийно-галечными, с прослоями валунов, отложениями мощностью 40 м. Средняя и нижняя часть разреза по условиям залегания, стратиграфическому положению в комплексе плиоцен-четвертичных отложений, текстуре может быть скоррелирована с толщей слоистых песков кривоярской свиты Селенгинского среднегорья, имеющих нижне-средненеоплейстоценовый возраст **[1]**.

Г.Г. Мартинсоном **[2]** в этих песках обнаружены спикулы губок Ephydatia fluvialis L., Lubomirskia baikalensis Pall., осколки спикул Spongilla и остатки волосков Coloptera, которые могли существовать в начале среднего неоплейстоцена и свидетельствуют о былой связи Нижнетуркинской впадины с оз. Байкал. Грубые обломочные осадки основания разреза относятся к дочетвертичным образованиям, так как могут быть сопоставлены с погребенными галечниками р. Селенга и Итанцы **[1]**.

[1] *Базаров Д.Б., Иметхенов А.Б., Плюснина В.П.* О плиоцен-четвертичных отложениях и геоморфологическом строении Юго-Восточного Прибайкалья // Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974. С. 136–143.

[2] *Мартинсон Г.Г.* Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР. Т. XIII. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 5–92.

СУБАКВАЛЬНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ РАЗНОВЫСОТНЫХ ТЕРРАСОВЫХ УРОВНЕЙ Р. СЕЛЕНГА В ПРЕДЕЛАХ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец, **, Р.Ц. Будаев**

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru
**Улан-Удэ, Бурятский государственный университет

Характерной особенностью рельефа Западного Забайкалья является чередование низко- и среднегорных хребтов, межгорных впадин, имеющих северо-восточную ориентировку. Этому плану подчинена и Гусиноозерская впадина. Котловина Гусиного озера расположена в центральной части впадины. Долина Селенги занимает юго-западный край впадины. Террасовый комплекс представлен уровнями 65 и 20 м.

В 1 км юго-западнее с. Ёнхор до глубины 36.5 м изучена толща 65-метровой надпойменной террасы р. Селенга. На основании гранулометрического анализа осадки подразделяются на 11 литологических слоев.

Первый слой (глубина 0.10–2.35 м) представлен алевритисто-средне-мелкозернистыми и средне-мелкозернистыми песками. По стандартному отклонению (σ=0.19–0.43) осадки характеризуются как хорошо и умеренно сортированные. Коэффициент асимметрии $\alpha>0$ оценивает режим седиментации в условиях повышенной динамической активности потока. Значения эксцесса положительны (τ=17.27–70.95) и определяют спокойный тектонический режим. Показатели коэффициента вариации ν принадлежат диапазону от 0.74 до 1.18, что аргументирует водное происхождение песчаных осадков. Слабоподвижному водотоку по числу Фруда был присущ равнинный (Fr=0.05–0.08) тип постоянных русел. В фациальном отношении осадки принадлежат русловой группе фаций.

Второй слой (2.35–5.40 м) – алевритово- и алевритисто-мелкозернистые пески – имеет хорошую сортировку материала (σ=0.21–0.38), модальность распределений сдвинута в сторону крупных частиц (α=3.58–10.86), эксцесс резко положителен до первых сотен единиц. Такое соотношение статистических характеристик отложений свидетельствует о стабильной динамике внедрения вещества в седиментационный бассейн и спокойном тектоническом режиме. Параметры коэффициента изменчивости (ν=0.91–1.24) принадлежат сектору стационарных водотоков с сезонными вариациями водности. Осадки аккумулировались слабомобильным потоком равнинного типа (Fr=0.04–0.07, русловые фации).

Третий слой (5.4–11.0 м) накоплен широким набором псаммитовых разностей. Породе свойственна умеренная, недостаточная и даже плохая сортировка (σ=0.39–1.52). Она имеет эксцесс со знаком «+» и значения коэффициента вариации (ν=1.13–2.38), соответствующие области турбулентных водотоков речного облика. Потоки принадлежали к полугорному (Fr=0.14–0.21), реже равнинному (Fr=0.07–0.10) типу русел средних рек (аллювиальные русловые грядовые пески речной макрофации).

Четвертый слой (11.0–15.0 м) образован алевритово-мелкозернистыми, алевро-мелкозернистыми песками с добавлением гравийных включений (0.5–1.5 %) и хорошей, умеренной, плохой сортировкой (σ=0.20–1.13). Значения коэффициента вариации находятся в интервале от 0.84 до 2.42, что соответствует преобладающим условиям аккумуляции в стационарных водотоках с переменой водности по сезонам года.

Пятый слой (15.0–17.2 м) образован хорошо сортированными (σ=0.12), асимметричными ($\alpha>1$) алевритово-мелкозернистыми песками. Осадки имеют низкий плюсовой эксцесс (τ=4.85–8.51) и значения коэффициента вариации (ν=0.57–0.60), совпадающие с сектором совокупного лимно-аллювиального генезиса. Псаммиты аккумулировались в озеровидном проточном водоеме с глубинами в 1.3–1.4 м и равнинным типом палеоводотоков (Fr=0.03–0.07).

Шестой слой (17.2–18.6 м) состоит и песчаного алеврита с единичными гравийными зернами. Сортировка материала – от хорошей до умеренной (σ=0.15–0.39). Мода осадка имеет

правостороннюю асимметрию (α=1.4–1.9) и оценивает динамику среды седиментации как невысокую. Эксцесс характеризуется знаком «+», что является показателем спокойного тектонического режима. Коэффициент вариации ν=1.17–1.87 указывает на аллювиальное происхождение осадков.

Седьмой слой (19.15–20.20 м) слагают алевро-мелкозернистые пески, которые характеризуются хорошей и умеренной сортировкой (σ=0.28–0.36), отражающей удлинение пути перемещения наносов в слаботурбулентной среде с образованием транзитных фракций. Имеет место скошенность в левую сторону (α>1) при очень большом положительном эксцессе (равновесность тектонического режима). Значения коэффициента вариации, принадлежащие интервалу 1.65–1.86, свидетельствуют о речном характере бассейна осадконакопления. Естественные, слабодинамичные русла принадлежали к равнинному типу (Fr=0.03, русловые и пойменные фации).

Восьмой слой (24.0–24.5 м). В строении принимают участие крупно-средне-мелкозернистые пески. Осадок характеризуется плохой (σ=1.33) сортировкой и плюсовой асимметрией (α>0). Эксцесс положителен, что указывает на тектоническую стабильность. Коэффициент вариации принадлежит области устойчивых турбулентных водотоков (ν=1.96). Привнос материала происходил за счет естественного блуждающего потока полугорного типа (Fr=0.14, русловые нестрежневые фации).

Девятый слой (30.45–33.20 м) кумулирован алевритово-мелкозернистыми песками. Динамические показатели описывают отложения как хорошо и умеренно сортированные (σ=0.22–0.43). Одновершинная мода (α>0) сдвинута в сторону мелких частиц. Эксцесс положителен и устанавливает стабильность протекания неотектонических явлений на данной территории. Коэффициент изменчивости (ν=0.88–1.97) указывает на возможность накопления таких осадков в подвижной среде.

Десятый слой (33.7–35.1 м). В строении слоя принимают участие алевро-мелкозернистые пески и песчаные алевриты хорошей сортировки (σ=0.19–0.27). Тектоническая составляющая процесса аккумуляции характеризуется определенным постоянством. Значения коэффициента вариации подобны флювиальным условиям образования наносов (ν=0.98–1.83) стационарными сезонно-колебательными водотоками. Формирование осадков осуществлялось средним водотоком равнинного (Fr<0.1) типа. По фациальной природе они принадлежат пойменной группе фаций.

Одиннадцатый слой (36.0–36.5 м) представлен мелкозернистым песком. Это наиболее сортированные отложения (σ=0.08) с относительно подвижной средой осадконакопления (α>0). Небольшие показатели эксцесса определяют равновесную эволюцию тектонических событий. Значения коэффициента вариации (ν=0.38) соответствуют лимническому генотипу (стационарные проточные озеровидные водоемы с волновыми колебаниями).

На правобережье Селенги в 2 км к юго-западу от с. Ёнхор в устье пади Барун-Хундуй расчистками вскрыт уступ 20-метровой надпойменной террасы до глубины 17.5 м. Осадки – субгоризонтально- и наклонно-слоистые псаммиты со слойками мелкого гравия (интервал 5.1–6.1 м) и прослоями щебнисто-дресвяных отложений (интервал 8.0–9.9; 10.6–11.8; 12.3–13.3 м) семи литологических горизонтов. Им свойствен преобладающий аллювиальный генезис наряду со слоями озерно-речного и пролювиального происхождения. Венчающая разрез толща до глубины 1.7 м сложена карбонатизированным пылеватым, тонкозернистым песком эолового генезиса.

Первый горизонт (интервал 1.7–5.0 м) представлен наклонно-слоистыми и субгоризонтально-слоистыми псаммитами – алевропесками, алевритисто-мелкозерными, алевритово-мелкозернистыми и мелкозернистыми песками. Стандартное отклонение (σ=0.10–0.16) устанавливает совершенную и очень хорошую сортировку осадков, значительное расстояние транспортировки частиц в среде, обладающей невысоким энергетическим уровнем (статистический коэффициент асимметрии, α=0.98–3.16) при относительно спокойном тектоническом фоне. Коэффициент вариации (ν=0.49–1.27) диагностирует нединамичные условия аккумуляции естественными речными потоками равнинного типа (Fr=0.01–0.04).

Второй горизонт (интервал 5.0–8.0 м) состоит из песчаного материала с гравием субгоризонтальной текстуры. Наблюдается снижение сортированности осадков – от очень хорошей до

умеренной (σ=0.18–0.54), присутствует модальный сдвиг в сторону крупных частиц (α=2.06–9.54). Тектонические условия осадконакопления были стабильными (τ=5.05–168.39). Аккумуляция совершалась только динамичными постоянными водотоками больших и средних рек (ν=0.86–1.24) как равнинного (Fr<0.1), так и полугорного (Fr>0.1) типа.

Третий горизонт (интервал 8.0–8.8 м). Описано переслаивание слоев алевритово-мелкозернистых и средне-мелкозернистых песков со щебнем и дресвой. Вещество абсолютно не сортировано (σ=4.87–7.17), имеет место правостороннее смещение моды осадка, определяющее повышенную энергетику (α>0) седиментации пролювиальными потоками (ν>2.0).

Четвертый горизонт (интервал от 8.8 до 9.9 м) состоит из дресвяно-песчаных наносов с неотчетливо выраженной субгоризонтальной слоистостью. Характер сортировки отложений становится лучше, они плохо отсортированы (σ=1.31–1.39) в обстановке снижения живых сил осадконакопления (α=1.90–2.05) и устойчивости неотектонических явлений (τ=3.01–4.13). Среда седиментации – стационарные русловые потоки (ν=1.56–1.57) полугорного типа (Fr=0.19–0.20).

Пятый горизонт (интервал 9.9–13.3 м) слагают разнозернистые пески субгоризонтальной и массивной текстуры со значительными добавками неокатанного псефитового материала (до 60–65 %). Сортировка – от хорошей (σ=0.24–0.28) до отсутствия таковой (σ=4.06–17.19). Мода смещена вправо с лучше структурированной крупнозернистой частью осадка благодаря высокодинамичным условиям (α=2.43–6.16) формирования толщи при устойчивом протекании неотектонических явлений (τ=6.07–60.28). Генезис отложений речной (ν=0.99–1.83) с внедрением пролювиально-склоновых осадков (ν=2.59–2.65). Потоки имеют полугорный и горно-грядовый с развитыми аллювиальными формами (Fr=0.29–0.49) тип земляных и галечных русел.

Шестой горизонт (интервал 13.3–15.5 м) формируют алевритово- и средне-мелкозернистые пески, совершенно и хорошо сортированные (σ=0.11–0.15), асимметричные с правосторонним модальным сдвигом (α=0.50–1.57). Осадкам присущ низкий плюсовой эксцесс (τ=1.83–4.21), а также отрицательные его значения (τ=–0.07 … –0.13, неотектоническая нестабильность) и параметры ν=0.50–0.71 (совокупный лимно-аллювиальный генезис). Псаммиты аккумулировались в озеровидном проточном водоеме с глубинами в 1.2–1.4 м и равнинным типом палеоводотоков (Fr=0.03–0.05).

Седьмой горизонт (интервал 15.5–17.5 м). Разрез подстилается алевритово-мелкозернистыми песками с дресвой и мелким щебнем, которые имеют аллювиальное и аллювиально-пролювиальное происхождение.

Таким образом, формирование террасового комплекса р. Селенга в пределах Гусиноозерской впадины происходило главным образом в речных обстановках седиментации, сменявшихся на непродолжительное время лимно-аллювиальными бассейнами аккумуляции.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ

Т.Ю. Комарицына, А.А. Воронцов

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, altapovatanua@mail.ru

В позднем мезозое – раннем кайнозое на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса возник ряд автономных магматических областей: Южно-Хангайская, Восточно-Монгольская, Алданская, Западно-Забайкальская **[3]**. Их формирование было сопряжено с процессами рифтогенеза, которые привели к образованию систем грабенов, впадин, сбросов, продольных дайковых поясов и сопровождались интенсивной магматической деятельностью.

Существует два предположения о геодинамической природе этих областей.

1. Развитие областей связано с общим для них горячим полем мантии. Предполагается, что последнее продуцировало отдельные мантийные струи («hot fingers»), которые регулировали магматическую активность и структурное развитие этих областей **[3–5]**.

2. Формирование магматических областей было сопряжено с процессами конвергенции в зоне Монголо-Охотского пояса **[2]**, и в частности с проявлениями рифтогенеза, типичного для тыловых участков конвергентных границ **[1]**.

Исследования эволюции состава вулканитов Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области во времени дают возможность оценить механизмы образования магматических источников и сравнить их с составами источников, образованными на активных континентальных окраинах Монголо-Охотского пояса.

Позднемезозойская – кайнозойская Западно-Забайкальская рифтовая область (ЗЗРО) протягивается от западного фланга хребта Малый Хамар-Дабан на северо-восток до Витимского плоскогорья на 1000 км при ширине 200–300 км. Она выражена в рельефе системой впадин байкальского типа, которые прослеживаются вдоль южного склона Байкальской горной области.

Удинский сектор ЗЗРО занимает северо-восточную часть области, охватывает бассейны рек Уда, Заза, Витим и включает впадины северо-восточного простирания, выполненные продуктами вулканических излияний.

Возраст пород Удинского сектора (Ar-Ar и K-Ar методы) отвечает интервалу 174– 51 млн лет. На основе геохронологических и петро-геохимических данных в развитии сектора можно выделить семь возрастных этапов магматической активности: 1) средняя юра (174–170 млн лет), 2) поздняя юра (160–154 млн лет), 3) начало раннего мела (143–135 млн лет), 4) середина – конец раннего мела (131–111 млн лет), 5) начало позднего мела (83–77 млн лет), 6) конец позднего мела (72–70 млн лет), 7) эоцен (53–51 млн лет).

В строении разновозрастных магматических ассоциаций Удинского сектора участвуют породы всего спектра составов по кремнекислотности. Породы основного состава образовывались на всех этапах развития Удинского сектора. К возрасту 111 млн лет полностью исчезают породы кислого состава, вплоть до появления щелочных пикробазальтов, в которых SiO_2 составляет 44 мас. %

Все базальтоиды характеризуются повышенными содержаниями литофильных элементов по сравнению с эталонными составами базальтов OIB типа **[6]**. В то же время в них содержится больше Ba, Sr, P, Zr. Они обогащены также легкими REE, тогда как содержание тяжелых REE, Th и U в них сопоставимо с содержанием этих элементов в OIB. Более низкие содержания отмечаются для Ta, Nb, Ti, однако они существенно более высокие, чем в эталоне базальтов IAB-типа. С омоложением возраста возрастают содержания Ta и Nb, вплоть до исчезновения Ta–Nb минимума в породах молодых возрастных групп (83–53 млн лет).

Состав пород различных этапов по величинам εSr(T) варьируется от –8.1 до 16.9 и εNd(T) от –1.7 до 3.6. Для пород 6 и 7-го этапов значения εNd варьируются от 2.5 до 3.6, при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.703930–0.704341, в то время как породы 1–5-го этапов обогащены радиогенным

стронцием ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.705301–0.705688, при εNd от 0.3 до –1.7. Динамика изменения изотопного состава вулканитов Удинского сектора соответствует динамике изменения изотопного состава пород Западно-Забайкальской рифтовой области.

Магматизм ЗЗРО и закономерности его развития резко отличаются от магматических процессов, протекавших на конвергентных границах Монголо-Охотского пояса. Продукты последних группируются в магматические пояса, конформные зонам конвергенции. Их состав определяют дифференцированные магматические ассоциации с геохимическими характеристиками, типичными для пород надсубдукционных зон и предполагающими значительное участие коровых источников в магмообразовании.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00014), Интеграционных проектов СО РАН № 11 и 87 и программы Президиума РАН № 4.3, ОФИ-М 13-05-12043.

[1] *Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень.* Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.

[2] *Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф.* Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.

[3] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной-Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.

[4] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

[5] *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–59.

[6] *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematcs of oceanic basaits: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС БАЗАЛЬТОВ АППАИНСКОЙ СВИТЫ: РЕПЕР ФРАНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К.М. Константинов, **, Ш.З. Ибрагимов***, М.З. Хузин**, И.К. Константинов**, А.А. Яковлев*, Е.В. Артемова**

*Мирный, Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», KonstantinovKM@.alrosa.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН
***Казань, Казанский федеральный университет

Палеомагнитному реперу должны соответствовать точная (±10 млн лет) геохронологическая привязка и индекс палеомагнитной надежности (ИПН), например по **[1]** близкий к 1. Желательно, чтобы геохронологические и палеомагнитные исследования соответствовали одному и тому же геологическому объекту. Таким образом, основная задача палеомагнитных исследований – получение реперных полюсов с целью обеспечения геодинамических реконструкций количественными кинематическими данными.

Нами проведены петро-и палеомагнитные исследования базальтов рек Ыгыатта и Марха (рис. 1), стратиграфическое положение которых соответствует франу (385–375 млн лет) **[2]**.

В ходе выполнения работ получены петрофизические значения магнитных параметров базальтов в «естественном залегании». Показано, что базальты р. Ыгыатта занимают верхний горизонт по сравнению с базальтами р. Марха и имеют относительно пониженные значения магнитных параметров æ, In и фактора Q. Основными носителями намагниченности являются титаномагнетиты, которые в большинстве случаев испытали низкотемпературное окисление.

В ходе проведения палеомагнитных исследований в базальтах аппаинской свиты установлены четыре характеристические компоненты естественной остаточной намагниченности: A – перемагничивание силлом долеритов катангского комплекса, B – перемагничивание геомагнитным полем, C (р. Ыгыатта) и D (р. Марха) – первичные направления векторов базальтов, соответственно, обратной и прямой полярности (рис. 2). Первичная природа компонент C и D доказывается по комплексу геофизических признаков: анизотропия магнитной восприимчивости «осадочного типа», сохранность титаномагнетитов, положительные тесты складки и обращения (γ/γ_c=6.6/16.1 по **[3]**) и др. На их основе и с учетом ранее полученных виртуальных геомагнитных полюсов **[4, 5]** рассчитан палеомагнитный полюс для франа Сибирской платформы № 10 (таблица).

Рис. 1. Коренной выход базальтов аппаинской свиты, р. Марха.

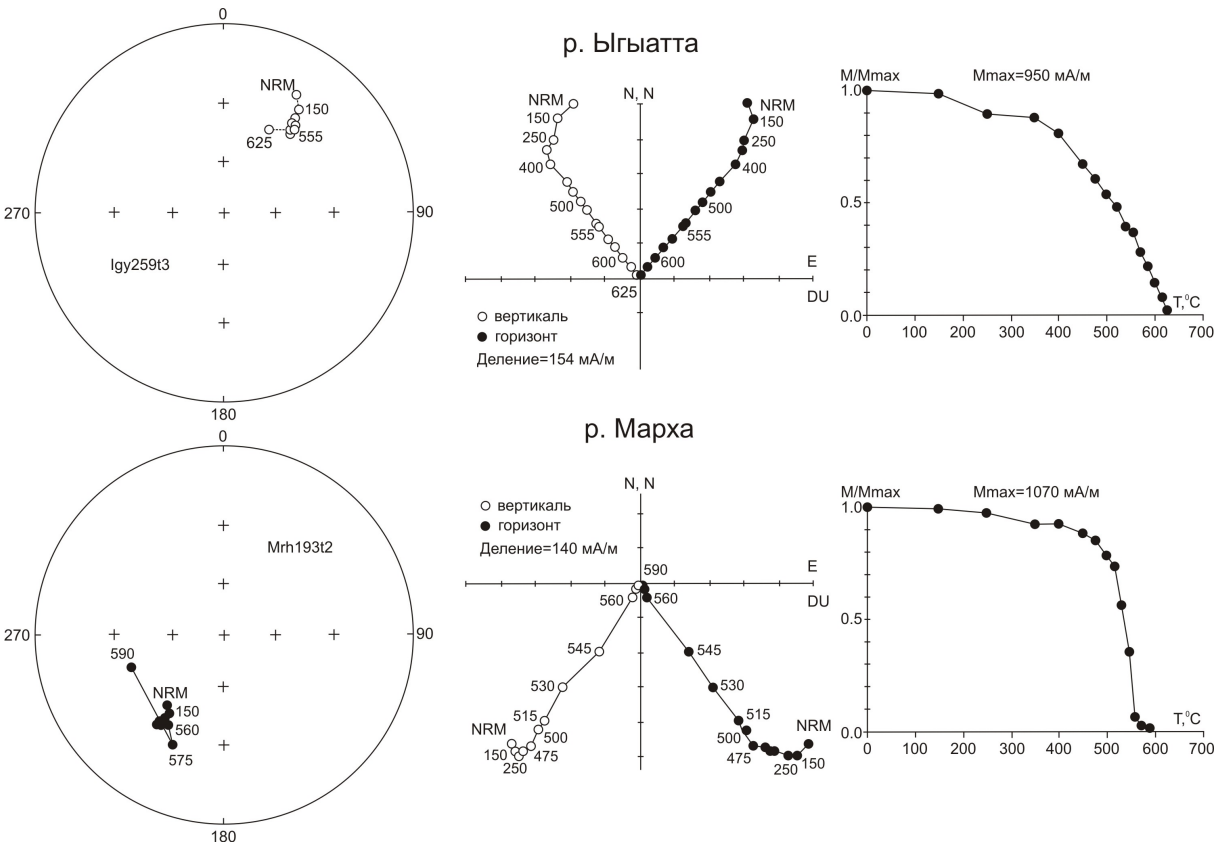


Рис. 2. Пример размагничивания базальтов аппаинской свиты, р. Ыгыатта и р. Марха. Стереограммы: черные/светлые кружочки – положительные/отрицательные направления векторов ЕОН. Диаграммы Зийдервельда: черные/светлые кружочки – проекции векторов ЕОН на горизонтальную/вертикальную плоскости. Цифры – значения температуры.

Палеомагнитные полюсы среднепалеозойских кимберлитов и базитов Якутской алмазоносной провинции

№ пп	Тип пород, (№ по каталогу)	Ф, °	Λ, °	dm/dp, °	fm, °	Публикации
1	Кимберлиты, долериты	11	150	8.9	31	**[6]**
2	Кимберлиты, долериты	–13	126	4.3/8.2	11	**[7]**
3	Долериты (9-36)*	9	105	5.8 /9	28	**[5]**
4	Базальты (8-53)	3	93	6 /9	27	
5	Долериты (8-54)*	33	108	13 /14	59	
6	Базальты (9-42)*	46	93	9 /10	71	
7	Базальты, (9-43)*	13	122	6 /8	39	
8	Базальты	4.2	84.1	9.7/15.5	26	**[4]**
9	Базальты (N=7)	1.1	93.2	5.8/9.3	25	авторские данные
10	**Сводное (4+8+9) N=9**	**1.6**	**92.3**	**4.5/7.2**	**26**	

П р и м е ч а н и е. Ф – широта, Λ – долгота, dp/dm – доверительные интервалы и fm – палеоширота. * – исключены из расчета палеомагнитного полюса франа.

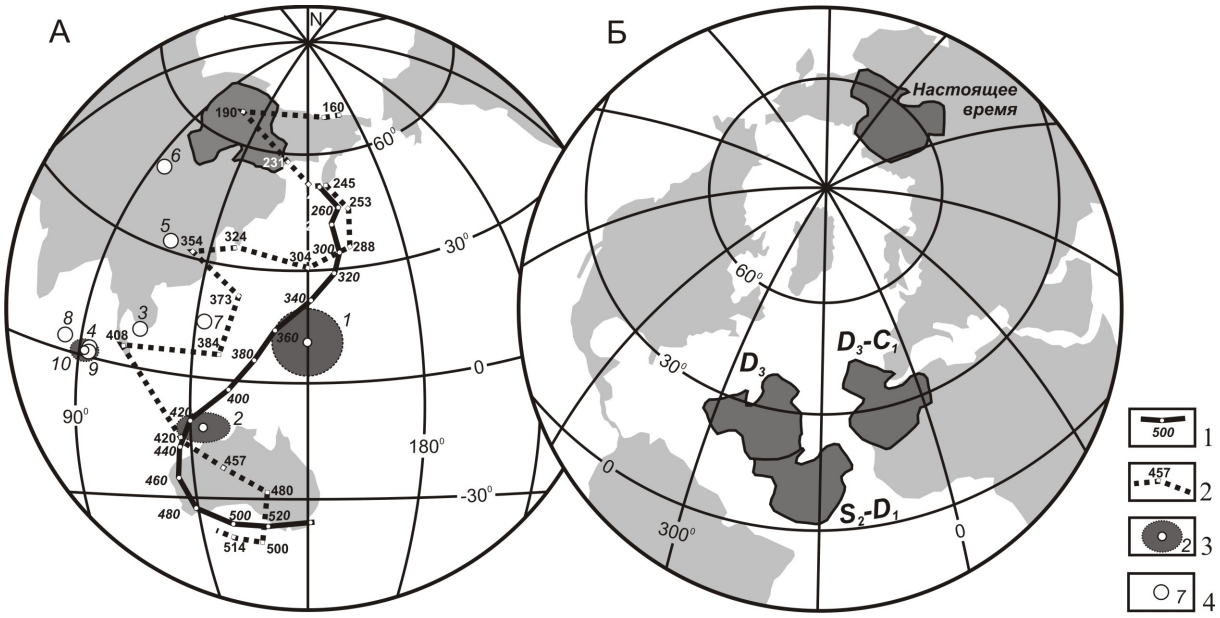


Рис. 3. Интерпретация палеомагнитных данных Сибирской платформы на период поздний силур – ранний карбон. *А* – положения девонских палеомагнитных полюсов ЯАП (номера согласно таблице) и *Б* – соответствующие им палинспастические реконструкции Сибирской платформы. *1* – ТКМП по **[1]**; *2* – ТКМП по **[8]**; *3* – реперные палеомагнитные полюсы; *4* – виртуальные геомагнитные полюсы.

Полученный палеомагнитный полюс франа имеет ИПН=1. Его положение заметно отличается от реперных № 1 **[6]** и № 2 **[7]**, соответствующих D_3-C_1 и S_2-D_1 эпохам (рис. 3, *А*). Возможно, это связано с особенностями перемещения Сибирской платформы в девоне (рис. 3, *Б*), которые были вызваны активными тектономагматическими процессами на этапах кимберлито- и трапповнедрения.

[1] *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

[2] *Гиниятуллин И.М., Блажкун Д.В., Ивашина Е.И., Коробков Г.В.* Опорная легенда Ботуобинской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:500000: Материалы к легенде Ботуобинской серии листов геологических карт масштаба 1:500000. Мирный, 1989. 70 с.

[3] *McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophysical Journal International. 1990. V. 103. P. 725–729.

[4] *Орлов С.Ю., Шацилло А.В.* Палеомагнитные данные по среднепалеозойским магматическим комплексам в составе аппаинской и эмяксинской свит Ыгыаттинской впадины (Сибирская платформа) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М.: ГЕОС, 2011. С. 146–151.

[5] Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса // Материалы МЦД-Б. Справочные данные по СССР / Под ред. А.Н. Храмова. М., 1973, 1975.

[6] *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S.*. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophysical Journal International. 2002. V. 148, № 1. P. 1–33.

[7] *Константинов К.М., Стегницкий Ю.Б.* Позднесилурийская – раннедевонская естественная остаточная намагниченность кимберлитов и траппов Якутской алмазоносной провинции // ДАН. 2012. Т. 442, № 3. С. 394–400.

[8] *Храмов А.Н.* Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Труды ВНИГРИ. Л., 1991. 125 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КАТУГИНСКОГО МАССИВА

А.Б. Котов, Е.В. Толмачева*, Е.Б. Сальникова*, С.Д. Великославинский*, Д.П. Гладкочуб**, Е.В. Скляров**, Т.В. Донская**, Н.С. Прокопов****

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@crust.irk.ru
***Ростов-на-Дону, НИИ физической и органической химии Южного федерального университета, nsprokopov1803@yandex.ru

Катугинский массив щелочных гранитов расположен в южной краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита в зоне Станового структурного шва. К нему приурочено одно из самых крупных докембрийских редкометалльных месторождений мира.

Происхождение Катугинского массива и связанного с ним редкометалльного оруденения дискуссионны. В настоящее время рассматриваются две модели их образования – метасоматическая **[1]** и магматическая **[2, 3]**.

В результате термобарогеохимических исследований установлено, что многие минералы (циркон, плагиоклаз, кварц, пирохлор, арфведсонит) щелочных гранитов Катугинского массива, в том числе рудоносных, содержат сингенетичные расплавные включения. Температура гомогенизации расплавных включений, обнаруженных в цирконе, составляет 760–780 °С. В зернах кварца присутствуют крупные (30–50 мкм) включения солевого расплава.

Общая флюидонасыщенность циркона и кварца щелочных гранитов Катугинского массива составляет соответственно 400 и 30 мм^3 на 100 мг навески. При этом газовыделение из кварца происходит до Т=600–650 °С, а из циркона до Т=700–850 °С.

Циркон из щелочных гранитов Катугинского массива представлен главным образом прозрачными и полупрозрачными, идиоморфными и субидиоморфными кристаллами. При микроскопическом изучении в проходящем свете и в режиме катодолюминесценции в них наблюдаются зональные ядра вишневого, темно-вишневого и светло-розового цвета и бесцветные незональные оболочки. Ядра обогащены минеральными, первичными расплавными, газовыми и флюидными включениями, тогда как в оболочках присутствуют только немногочисленные декрепитированные флюидные включения. Возраст ядер составляет 2065 млн лет (U-Pb метод, TIMS) **[2, 3]**, а оболочек – 1950 млн лет (U-Pb метод, TIMS). Кроме того, в щелочных гранитах Катугинского массива присутствуют бесцветные идиоморфные дипирамидальные кристаллы циркона с возрастом 1850 млн лет (U-Pb метод, TIMS). Расплавные включения в кристаллах циркона этого типа не обнаружены.

Полученные данные свидетельствуют о том, что редкометалльные щелочные граниты Катугинского массива имеют магматическую природу. Становление этого массива произошло на рубеже 2065 млн лет **[2, 3]**. В дальнейшем слагающие его граниты испытали термальное воздействие на рубежах 1950 и 1850 млн лет, которые отвечают соответственно последнему эпизоду раннедокембрийского высокотемпературного метаморфизма в зоне Станового структурного шва **[4]** и внедрению крупных массивов гранитов кодарского комплекса **[5]**.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (проект № 14-17-00325).

[1] *Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В, Собаченко В.Н.* Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 2. С. 115–131.

[2] *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // ДАН. 2015. Т. 463, № 2. С. 187–191.

[3] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э.* О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // ДАН. 2002. Т. 383, №. 6. С. 807–811.

[4] *Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

[5] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.

ПЕРМСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ВОЗМОЖНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Н.Н. Крук, В.В. Голозубов**, С.А. Касаткин**, Е.А. Крук**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kruk@igm.nsc.ru
**Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, golozubov@fegi.ru

В геологическом строении Южного Приморья выделяется два крупных разновозрастных структурно-вещественнных ансамбля: линейные мезозойские складчатые сооружения Сихотэ-Алиня, сформированные в процессе эволюции Тихоокеанского подвижного пояса, и коллаж террейнов позднедокембрийской и палеозойской консолидации, отражающий эволюцию Центрально-Азиатского пояса.

Ключевым в эволюции восточной части ЦАСП стал пермо-триасовый рубеж, маркируемый интенсивными деформациями, масштабным гранитоидным магматизмом и формированием в раннем трасе молассоидных толщ **[1, 2 и др.]**. По мнению ряда исследователей, именно в этот момент произошла коллизия докембрийских и палеозойских блоков и окончательное формирование домезозойской геологической структуры региона.

Описываемым событиям предшествовал пермский вулканизм, связанный, согласно **[1, 3]**, с эволюцией АКО Солонкерского палеоокеана. Ее существование подтверждается наличием на сопредельных территориях Китая и Кореи комплексов аккреционных призм, фрагментов офиолитовых разрезов и т.д. Однако результаты геохимических исследований пермских вулканитов заставляют предполагать наличие на этом временном интервале более сложного геологического сценария.

В российской части Южного Приморья пермские вулканические процессы наиболее активно проявились в пределах Ханкайского и Лаоелин-Гродековского террейнов. На Ханкайском массиве вулканогенно-осадочные толщи представлены мелководно-морскими и лагунными фациями. Среди вулканитов преобладают анзезиты, дациты и риолиты; базальты встречаются редко (преимущественно в виде включений в агломератовых туфах). Лавы повсеместно ассоциируют с туфами, тефроидами и осадочными породами. Вулканогенно-осадочные толщи прорваны силлами долеритов и субвулканических андезитов.

Раннепермские вулканические образования Ханкайского массива выделяются в дунайскую свиту, позднепермские – во владивостокскую, пользующуюся гораздо более широким распространением. Для отложений обеих свит фиксируется латеральная зональность: в направлении с юго-востока на северо-запад в составе разрезов уменьшается количество лав (они замещаются туфами) и возрастает количество осадочных пород. При этом общая мощность отложений дунайской свиты в направлении с юго-востока на северо-запад постепенно уменьшается (с 1500 до 800 м), а владивостокской, напротив, слабо возрастает (с 1500–1800 м до 2200 м). В целом подобная картина позволяет предположить, что рассматриваемый вулканический ареал находился в тыловой части вулканического пояса, однако подтвердить это предположение данными детальных геологических исследований не удалось.

В Лаоелин-Гродековском террейне раннепермские вулканиты неизвестны, а позднепермские объединены в барабашскую свиту. В нижней части разреза свиты наблюдается переслаивание афировых пиллоу-базальтов и туфов основного состава с карбонатами, сменяющееся вверх по разрезу чередованием кислых туфов, песчаников, известняков и пластовых тел плагиоклаз-порфировых базальтов. По особенностям строения и набору пород вулканогенно-осадочная толща предположительно представляет собой фрагмент фронтальной части магматической дуги.

Базальты дунайской свиты – умеренно-и высококалиевые (1.2–1.4 мас. % K_2O) породы нормальной или слабоповышенной щелочности с умеренными (1.0–1.5 мас. % TiO_2) содержаниями титана и повышенными (до 0.4 мас. % P_2O_5) фосфора. Содержания магния колеблются от 5 до 9 % MgO, Mg#=37–50. Породы имеют повышенные концентрации Sr (до 900 г/т), Zr (до 200 г/т), Y (до 30 г/т), РЗЭ (140–210 г/т), спектры распределения РЗЭ асимметричные с

$(La/Yb)_N$=6–11 без аномалии по европию. Наблюдается характерное для надсубдукционных вулканитов обогащение крупноионными литофильными элементами, однако обеднение HFSE относительно РЗЭ (также присущее окраинно-континентальным вулканитам) проявлено лишь в незначительной степени (отношение La/Nb не превышает 3). Андезиты и дациты по редкоэлементному составу близки к базальтам, характеризуются, в целом, слабопониженными концентрациями калия, HFSE и РЗЭ. На дискриминационных диаграммах позиция вулканитов неоднозначна: они попадают в поля пород островных дуг, активных континентальных окраин и внутриплитных образований.

Базальты владивостокской свиты – низко- у умереннотитанистые (0.8–1.5 мас. % TiO_2) низко-и умереннокаевые породы нормальной щелочности. Для них характерны невысокие содержания магния (<5 мас. % MgO, в большинстве проб – до 3 мас. %), повышенная железистость (MgO # 30–49) и глиноземистость. Редкоэлементный состав, раряду с повышенными (до 700 г/т) концентрациями Sr, характеризуется незначительным обогащением LILE, умеренными содержаниями HFSE и РЗЭ (Zr – 90–100 г/т, Y – 18–24 г/т, Hf 2–3 г/т, РЗЭ – 75–900 г/т), слабоасимметричными спектрами распределения РЗЭ с с $(La/Yb)_N$=2–3 без аномалии по европию. Обеднение HFSE относительно РЗЭ проявлено слабо (La/Nb<2.4). Андезиты, в сравнении с базальтами, обеднены Sr, слабо обгащены HFSE и РЗЭ. Кислые лавы (риолиты) характеризуются K-Na специализацией щелочей, обогащены LILE, обеднены HFSE, имеют нижекларковые концентрации РЗЭ (50–6 г/т). На дискриминационных диаграммах точки составов базальтоидов владивостокской свиты в большинстве случаев попадают в поля пород активных континентальных окраин.

Основные породы барабашской свиты резко неоднородны по составу. Пиллоу-базальты нижней части разреза варьируются по составу от умеренно до высокотитанистых разностей (1.3–2.9 мас. % TiO_2) нормальной и повышенной щелочности. Для всех пород характерны повышенная железистость (Mg# 20–37) и обогащенность фосфором (0.3–1.0 мас. % P_2O_5). Наиболее титанистые разности резко обогащены, HFSE (Zr – до 300 г/т, Hf – до 8 г/т, Y –до 50 г/т) и РЗЭ (до 280 г/т суммарно), в то время как низкотитанистые разности по содержаниям перчисленных элементов близки к N-MORB. В то же время в породах повсеместно проявлено обогащение LILE, а отношения La/Nb и Th/Ta незакономерно изменяются от 0.6 и 0.9 до 3.4 и 2.5 соответственно, не обнаруживая значимой кооряляции со степенью обогащенности пород и демонстрируя варьирующийся вклад «надсубдукционного» компонента. Базальтоиды верхней части разреза характеризуются низкой титанистостью (0.5–1.1 мас. % TiO_2) пониженными концентрациями фосфора (0.05–0.15 мас. % P_2O_5), обеднены Zr (33–70 г/т), Hf (1–2 г/т), Y (12–20 г/т), имеют повышенные отношения La/Nb (3.0–4.5). Кремнекислые породы (дациты и риодациты) характеризуются нормальной щелочностью со слабым преобладанием натрия над калием, высокой железистстью, резкой пересыщенностью глиноземом (A/CNK>1.25). Они обогащены высокозарядными элементами (Zr – до 350 г/т, Hf – до 10 г/т, Y – до 62 г/т) при близкларковых или слабоповышенных содержаниях РЗЭ (160–240 г/т) и формально относятся к породам A_2-типа.

На дискриминационных диаграммах точки составов базальтов нижней части разреза устойчиво попадают в поле океанических пород (базальтов спрединговых центров и океанических островов), в то время как точки составов базальтов верхней части разреза группируются в поле островодужных пород.

Таким образом, для пермских базальтов Ханкайского и Лаоелин-Гродековского террейнов характерны следующие особенности состава:

1. Базальты обнаруживают значительно меньшую, в сравнении с типичными вулканитами надсубдукционных обстановок, степень деплетирования «типоморфными» высокозарядными элементами (Ti, Ta, Nb).

2. Почти повсеместно в составе базальтов фиксируется примесь (временами значительная) обогащенного мантийного источника.

3. Закономерная зональность вулканитов по щелочности и калиевости отсутствует, вместо нее наблюдаются значительные и незакономерные различия составов как между различными ареалами, так и в пределах отдельных ареалов на коротких временных интервалах.

Более кремнекислые породы далеко не всегда наследуют петро-и геохимические особенности предшествующих базальтов.

Перечисленные геохимические особенности в целом нетипичны для вулканических образований АКО и «зрелых» островных дуг, однако являются типоморфными для вулканических пород, связанных с обстановками скольжения на границах «континент-океан» **[4]**. В пользу этого предположения свидетельствуют данные структурных исследований, указывающие на преобладание на всей территории региона субмеридионального плана тектонических деформаций и широкое развитие сдвигов левосторонней кинематики **[5–7]**.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00660).

[1] *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[2] *Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 41. P. 1–30.

[3] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

[4] *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.

[5] *Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н.* Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 3–21.

[6] *Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др.* Роль широтного сжатия в формировании структур палеозойских интрузивов Южного Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 44–63.

[7] *Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А. и др.* Гранитоиды Гамовского интрузива: геологическая позиция, вещественный состав, возраст и индикаторная роль в геологической эволюции Южного Приморья // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 12 (в печати).

ВОЗРАСТ И Lu/Hf-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ОСНОВАНИЯ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ (ЛОПАТИНСКАЯ СВИТА) И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (СВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

*Н.Б. Кузнецов**, **, ***, Н.С. Прияткина****, *****, А.В. Шацилло***, С.В. Рудько*, Т.В. Романюк**, ***, В.Дж. Коллинз******

*Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru, rudko@gmail.com
**Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина
***Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com; t.romanyuk@mail.ru
****Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет
*****Ньюкасл, Австралия, Университет Ньюкасла, nadezhda.priyatkina@gmail.com

Лопатинская свита распространена в бассейнах рек Тея и Чапа (СВ Енисейского кряжа). Свита сложена преимущественно песчаниками и алевролитами и представляет собой нижний стратиграфический элемент разреза крупного седиментационного комплекса – чингасанской серии, со структурным несогласием налегающей на более древние рифейские образования (рис. 1, *А*, *Б*). Чингасанскую серию было принято относить к верхнему рифею **[1]** или к нижнему венду **[10]** и считать молассой **[12]**, заполнявшей троговые прогибы **[10]**, которые начали формироваться в западном обрамлении Сибирской платформы (СП) после завершения там неопротерозойских коллизионно-аккреционных событий. Наиболее обоснованные представления о возрасте чингасанской серии базируются на хемостратиграфических данных по разрезам на р. Чапа **[3]**, а также на корреляции тиллитов, залегающих в верхах разреза чингасанской серии (чивидинская свита), с толщей конгломератов и базальтоидов (трахиты) с возрастом, определенным Ar-Ar методом как 703±4 млн лет **[1]**, которая распространена в более западных районах северной части Енисейского кряжа (бассейн р. Вороговка).

Однако полученные новые данные позволяют поставить под сомнение представления как о возрасте серии, так и о ее молассовой природе. В стратотипическом разрезе лопатинской свиты нами найдены обильные отпечатки Arumberia Banksi **[2]**, характерные для верхов верхнего венда (верхов эдиакария) и нижнего кембрия, а магнитостратиграфические исследования показали, что по характеру магнитной записи свита является близким стратиграфическим аналогом части разреза котлинского горизонта, а возможно, и низов лонтоваского горизонта Восточно-Европейской платформы **[5]**, т.е. время ее накопления может быть ограничено концом венда – началом кембрия (≤555–540 млн лет).

Имея в виду, что «молассы представляют собой продукт размыва растущих горных поднятий …» **[6**, с. 147**]**, следовало бы ожидать, что лопатинская свита сложена продуктами эрозии орогена, существовавшего на юго-западе СП в лопатинское время. Таким орогеном могло бы быть горное сооружение, реликты которого в настоящее время слагают западные зоны Енисейского кряжа. Здесь расположены террейны, которые, как считается, были аккретированы к западной окраине СП 620–600 млн лет назад **[12]**. В составе орогена участвовали неопротерозойские магматические комплексы, в т.ч. предивинские риолиты (637±5.7 млн лет), диорит-плагиограниты Ягуновского (628±3 млн лет) и Порожнинского (697±4 млн лет) массивов, а также многочисленные гранитоиды с возрастом 880–860, 760–720 млн лет **[12]**.

Из стратотипического разреза лопатинской свиты (в 50 м от подошвы, в точке с коорд. 60º20.362′с.ш.; 92º34.981′в.д.) из розовых кварцевых песчаников была отобрана проба (К14-004) весом ~1.5 кг (рис. 1, *В*, *Г*). Выделение обломочных цирконов (dZr) выполнено в ИГГД РАН, дальнейшая подготовка и U/Pb-изотопное датирование (LA ICP-MS) – в Университете Ньюкасла (Австралия). Все 100 полученных U/Pb-изотопных датировок имеют дискордантность менее ±10 %, попадают в диапазон от 896±51 до 2925±38 млн лет и характеризуются максимумом 1890 млн лет на кривой плотности вероятности (рис. 2, *а*). Максимум попадает во

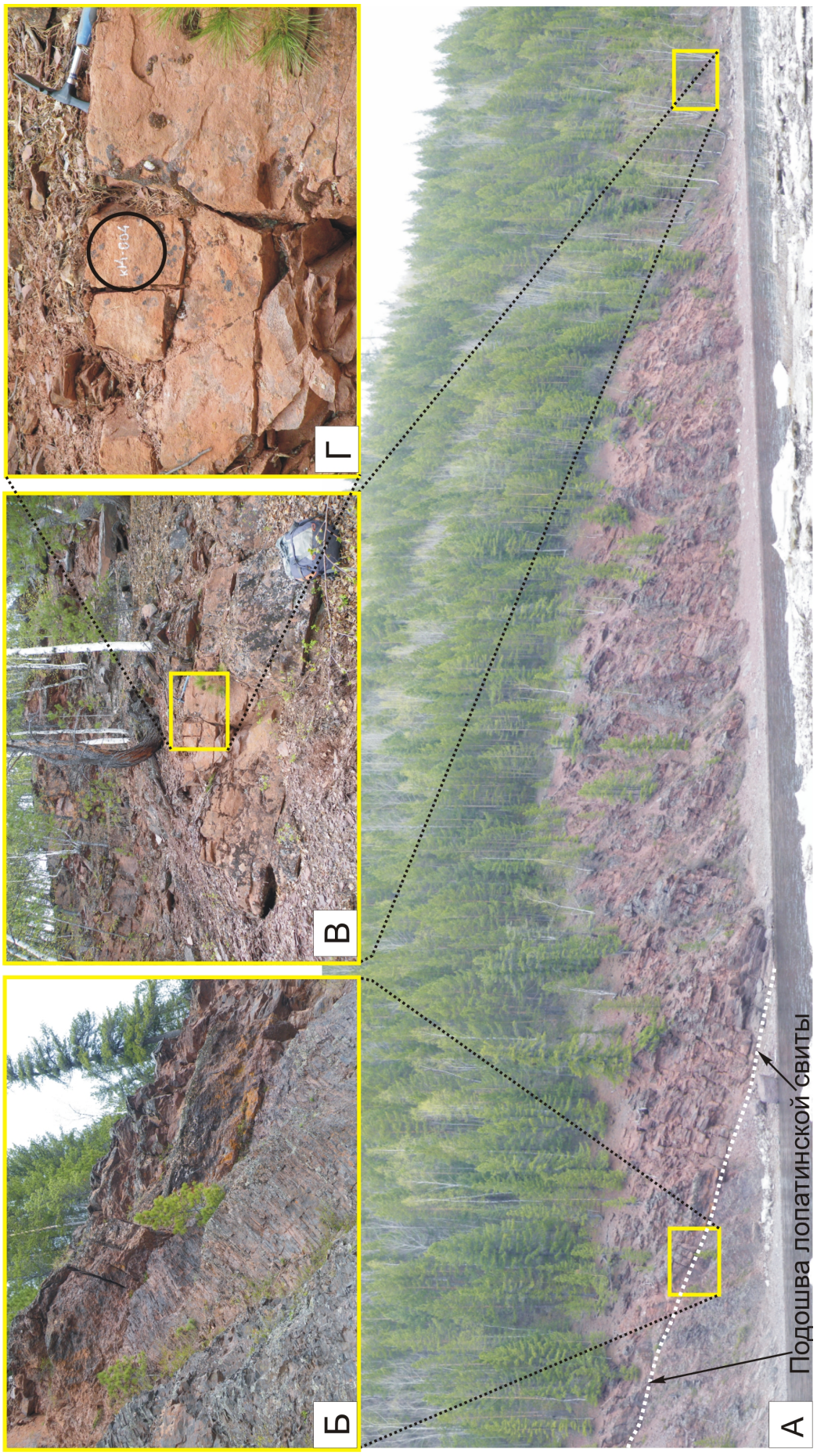


Рис. 1. ***А*** **– общий вид стратотипического разреза лопатинской свиты. Белая пунктирная линия – подошва свиты, несогласно налегающая на более древние рифейские образования;** ***Б*** **– характер соотношения лопатинской свиты (вверху) и подстилающих образований (внизу);** ***В*** **и** ***Г*** **– положение места отборы пробы К14-004.**

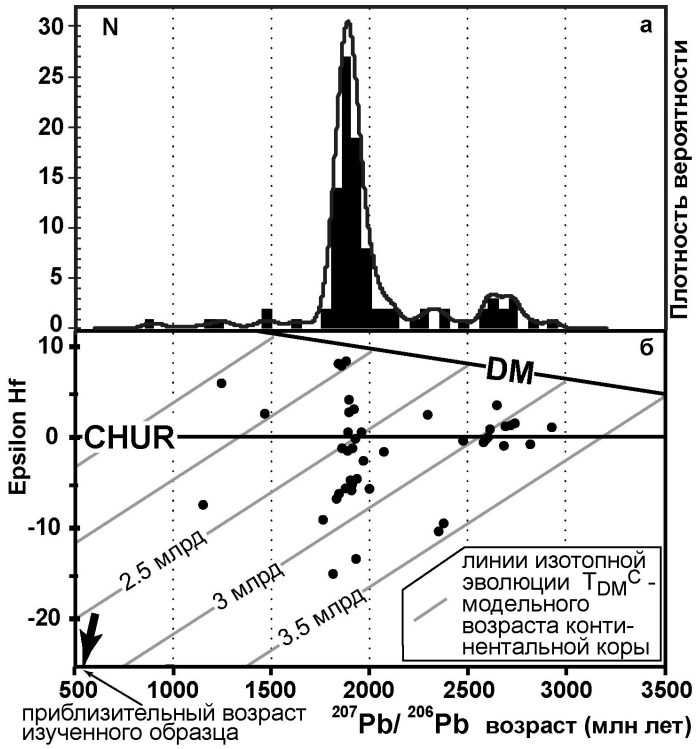


Рис 2. Гистограмма и график плотности вероятности (*а*) и диаграмма, иллюстрирующая зависимость U/Pb возрастов vs ε_{Hf} (*б*), для обломочных цирконов из песчаников лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа).

временной интервал кратонизации СП и формирования палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (Нуна), результатом которых стало формирование внутренних и окраинных по отношению к СП коллизионных швов (Ангарский, Котуйканский, Хапчанский, Акитканский, зоны палеопротерозойской мобилизации в составе Алдан-Станового щита) на этапе 2.0–1.7 млрд лет **[4]**.

Дополнительное выборочное изучение Lu/Hf-изотопной системы отдатированных dZr проведено в аналитическом центре Университета Джеймса Кука (Таунсвилл, Австралия) для 43 зерен. Для вычисления величины ε_{Hf} использованы хондритовые отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$= =0.282785 и $^{176}Lu/^{177}Hf$=0.0336 **[7]**. В расчетах использовался период полураспада ^{176}Lu= =1.867×10^{-11} год$^{-1}$ **[11]**. Модельные возрасты коры (T_{DM}^{C}) вычислялись, исходя из величины $^{176}Lu/^{177}Hf$=0.015 и $^{176}Hf/^{177}Hf_{initial}$ для каждого циркона в соответствии с линиями изотопной эволюции для средней континентальной коры **[8]**. Положительные значения ε_{Hf} в dZr (положение фигуративных точек на рис. 2, *б*, между линиями CHUR (ε_{Hf}=0) и DM) указывают на то, что материнскими по отношению к этим ***dZr*** были магматические породы «мантийного» происхождения. Отрицательные величины ε_{Hf} указывают на участие древнего корового материала в субстрате, при плавлении которого сформировались магмы материнских по отношению к ***dZr*** пород. Наличие зерен с возрастом 1.7–2.0 млрд лет и с низкими отрицательными значениями ε_{Hf} вплоть до –15.1 (T_{DM}^{C} более 2.5 млрд лет) свидетельствует об участии древнего изотопно-зрелого корового материала в субстрате материнских по отношению к ***dZr*** магматических пород. В целом же, для ***dZr*** с возрастом 1.8–1.9 млрд лет из песчаников лопатинской свиты характерен широкий ряд значений ε_{Hf} (рис. 2, *б*) – от существенно положительных (соответствующих деплетированной мантии) до сильно отрицательных (соответствующих древнему коровому материалу). Такие распределения значений ε_{Hf} обычны для I- и S- гранитоидов и свидетельствуют о формировании магматических пород питающей провинции в результате смешения ювенильных расплавов и продуктов плавления зрелого корового материала в ходе подъема и дифференциации базальтовой магмы **[8, 9]**. dZr с возрастом 1.8–1.7 млрд лет характеризуются значениями ε_{Hf} от –5 до –15 и архейскими T_{DM}^{C}, что указывает на формирование пород, материнских для ***dZr,*** исключительно в ходе переработки архейской коры. Вряд ли может вызывать сомнение то, что вся палеопротерозойская популяция ***dZr*** образовалась при формировании одного или нескольких из перечисленных выше коллизионных орогенов, находящихся в составе фундамента СП.

Наличие ***dZr*** только с возрастом древнее ~0.9 млрд лет указывает на отсутствие в лопатинской свите продуктов эрозии кристаллических комплексов, распространенных сейчас на западе Енисейского кряжа. Напротив, полученные значения возраста ***dZr*** свидетельствуют о вероятном формировании лопатинской свиты преимущественно за счет продуктов разрушения древнего фундамента СП. Это ставит под сомнение представления о лопатинской свите как о молассе, сложенной продуктами размыва неопротерозойского орогена Енисейского кряжа. Полученные возрасты ***dZr*** из лопатинской свиты хорошо согласуются с данными по другим свитам (карьерной и чividинской) чингасанской серии **[4]**, которые также указывают на то, что питающей провинцией для них была СП. В совокупности все эти данные ставят под сомнение представления о молассовой природе отложений, выполняющих Тейско-Чапский прогиб.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №12-05-00403, 13-05-12030, 15-35-21059) и Минобрнауки РФ – договор № 14.Z50.31.0017 (ИФЗ РАН) и грант 2330 (РГУ им. И.М. Губкина), а также проекта СПбГУ № 3.38.137.2014. Обработка аналитических данных и материалов публикации подготовлена при поддержке РНФ (грант 14-27-00058, ГИН РАН).

[1] *Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С.* Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1307–1320.

[2] *Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В.* Возраст и обстановки седиментации базальных уровней «неопротерозойского» разреза Тейско-Чапского прогиба (северо-восточная часть Енисейского кряжа) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Новосибирск: ИНГГиГ, 2013. С. 125–129.

[3] *Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В.* Геохимия изотопов C, O, SR и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 197–220.

[4] *Розен О.М.* Сибирский кратон – фрагмент палеопротерозойского суперконтинента // Российский журнал наук о Земле. 2002. № 2. С. 103–113.

[5] *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э. и др.* Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015 (в печати).

[6] *Цейслер В.М.* Формационый анализ. М.: Изд-во РУДН, 2002. 186 с.

[7] *Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 273, № 1–2. P. 48–57.

[8] *Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E. et al.* Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61, № 3–4. P. 237–269.

[9] *Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L. et al.* Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon // Science. 2007. V. 315, № 5814. P. 980–983.

[10] *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic – Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. Geological Society of America Special Paper. 2007. V. 423. P. 549–578.

[11] *Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E.* The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 219, № 3–4. P. 311–324.

[12] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Sal'nikova E.B. et al.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.

ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВЫХ ТОЛЩ ЗАПАДА ЮЖНОГО УРАЛА, СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Н.Б. Кузнецов, **, Т.В. Романюк**, ***, К.Е. Дегтярев**

*Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru, degtkir@mail.ru
**Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина
***Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

На западе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), в структурах западной части Южного Урала (Башкирское поднятие), Северного Казахстана (Кокчетавский массив) и Центрального Казахстана (Еректау-Ниязский массив), известны циркон-рутиловые палеороссыпи **[1, 2, 4]**. Эти россыпи залегают в разрезах толщ низов верхнего рифея (нижнего неопротерозоя). На Южном Урале – это зильмердакская свита, в Кокчетавском массиве – кокчетавская, шарыкская и андреевская свиты, в Еректау-Ниязском массиве – святогорская и ниязская свиты.

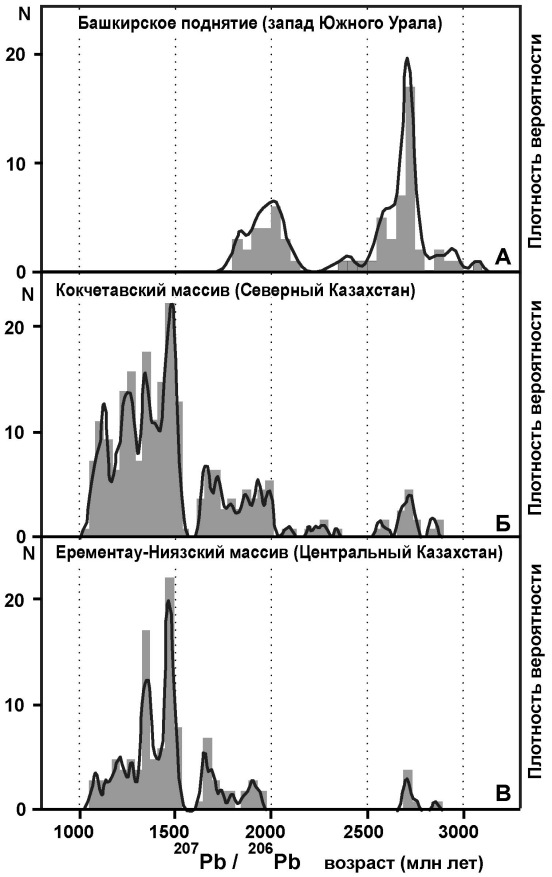
Наличие циркон-рутиловых палеороссыпей в верхнерифейских толщах этих трех пространственно разобщенных районов западной части ЦАСП могло бы быть указанием на то, что эти толщи сформированы за счет накопления продуктов эрозии одних и тех же питающих провинций. Вместе с тем можно было бы ожидать, что структуры, в пределах которых накопились перечисленные выше верхнерифейские толщи Южного Урала, Северного и Центрального Казахстана, имели палеотектонические и палеогеографические связи, т.е. они были сопряженными (родственными) структурами.

Развитие методов датирования детритовых цирконов и интерпретации получаемых результатов дают принципиально новую возможность проведения сравнительного анализа обломочных толщ по наборам возрастов цирконов из них.

В настоящее время уже опубликованы первые результаты датирования цирконов из верхнерифейских кварцито-песчаников Южного Урала и Северного и Центрального Казахстана **[1–3]**.

Значения возраста цирконов из низов верхнего рифея Башкирского поднятия (лемезинская подсвита зильмердакской свиты каратауской серии) попадают в диапазон от ~1817 до 3070 млн лет. Заметим, что оценок возраста моложе 1500 млн лет среди датированных цирконов не выявлено (рисунок, *А*).

В противоположность этому, возраст цир-



Гистограммы и кривые плотности вероятности для U-Pb-изотопных возрастов цирконов из кварцито-песчаников толщ низов верхнего рифея западной части Южного Урала (Башкирское поднятие), Северного Казахстана (Кокчетавский массив) и севера Центрального Казахстана (Еректау-Ниязский массив). *А* – лемезинская подсвита зильмердакской свиты каратавия (верхний рифей) **[3]**; *Б* – кокчетавская, шарыкская и андреевская свиты (суммарный набор возрастов) Кокчетавского массива **[1]**; *В* – святогорская и ниязская свиты (суммарный набор возрастов) Еректау-Ниязского массива **[2].**

конов из верхнерифейских кварцито-песчаников Кокчетавского **[1]** и Ерементау-Ниязского **[2]** массивов Северного и Центрального Казахстана, соответсвенно, имеет существенно иной характер распределения, а именно в породах Кокчетавского массива возрасты цирконов распределились в диапазоне от 1017 до 2841 млн лет **[1]**. При этом доля цирконов с возрастом моложе 1500 млн лет составляет почти 67 % от всех «конкордантных» датировок (рисунок, *Б*). Сходные наборы возрастов получены и для верхнерифейских толщ Ерементау-Ниязского массива **[2]**. Здесь возрасты цирконов попадают в диапазон от ~1041 до ~2850 млн лет. При этом доля цирконов с возрастом моложе 1500 млн лет составляет почти 77 % от всех «конкордантных» датировок (рисунок, *В*). Сопоставление наборов возрастов цирконов из верхнерифейских кварцитопесчаников Кокчетавского массива и Ерементау-Ниязского массива Северного и Центрального Казахстана показало, что степень перекрытия этих возрастных рядов составляет 0.866, а степень их сходства – 0.921 **[1]**.

Это означает, что верхнерифейские кварцитопесчаники Башкирского поднятия Южного Урала сформировались за счет одних питающих провинций, а Кокчетавского (Северный Казахстан) и Ерементау-Ниязского (Центральный Казахстан) массивов – других питающих провинций.

Исследования выполнены за счет средств РНФ (14-27-00058), а также Министерства образования (№ 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН и 2330 – РГУ НиГ).

[1] *Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А. и др.* Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464, № 5. С. 1–6.

[2] *Ковач В.П., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Толмачева Е.В., Ван К.-Л., Котов А.Б., Чун С.-Л., Джан Б.-М.* U–Pb-возрасты детритовых цирконов из неопротерозойских россыпей Ерементау-Ниязского массива как отражение этапов докембрийской тектоно-магматической эволюции Северного Казахстана // ДАН. 2014. Т. 455, № 3. С. 300–304.

[3] *Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С.* Первые результаты датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645.

[4] *Чайка В.М.* Докембрийские титано-цирконовые россыпи рифейского поднятия и Урал-Тау // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV. Россыпи. М.: Госгортехиздат. 1960. С. 135–141.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ

А.В. Куликова, **, М.М. Буслов**

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

Курайская аккреционно-коллизионная зона Кузнецко-Алтайской островной дуги расположена в юго-восточной части Горного Алтая и прослеживается на расстоянии более 100 км при ширине до 40 км. Она представлена различными по составу и размерам тектоническими пластинами, состоящими из фрагментов океанической коры (чаган-узунских офиолитов и Баратальского палеоокеанического острова), олистостром и турбититов. Данная зона стратиграфически перекрыта позднекембрийско-раннеордовикскими образованиями Ануйско-Чуйского преддугового прогиба.

Чаган-Узунский офиолитовый массив (15×3 км) расположен на левобережье р. Чуя около пос. Чаган-Узун и представляет собой нижнюю структурную единицу Курайской аккреционно-коллизионной зоны. В основании Чаган-Узунского офиолитового массива в левобережье залегают N-MORB базальты, метаморфизованные вблизи контакта с ультрабазитами до амфиболитов. По мере удаления от контакта степень метаморфизма снижается до зеленосланцевой фации с сохранением реликтов подушечных текстур. K-Ar возраст амфиболитов по амфиболу составляет 523±23 млн лет **[1]**. Выше амфиболитов через узкую зону (первые метры) гранат-слюдистых и слюдистых бластомилонитов и милонитов залегает тектоническая пластина габбро-амфиболитов (мощностью до первых десятков метров), прорванных дайками габбро-диабазов и плагиогранитов. На контакте с плагиогранитами сформированы узкие зоны биотизации. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов определен как 604±5 млн лет (новые данные, SHRIMP, ВСЕГЕИ). Ar-Ar возраст биотита – 603±6 млн лет (новые данные, аналитик А.В. Травин, ИГМ СО РАН). Данные датировки ограничивают верхнюю границу формирования чаган-узунских офиолитов. Выше расположены образования серпентинитового меланжа (мощностью до многих сотен метров), включающего блоки массивных серпентинитов, а также родингитов, габбро-диабазов и диабазов. Еще выше залегают ультрабазиты (мощностью до 2 км), представленные в верхней части перидотитами, а в нижней – массивными серпентинитами. Над ними расположен серпентинитовый меланж (мощностью до первых сотен метров) с включениями блоков массивных серпентинитов, зеленых сланцев, эклогитов и гранатовых амфиболитов.

U-Pb возраст цирконов из эклогитов составляет 619±13 млн лет, а гранатовых амфиболитов – 604±6 млн лет **[2]**. Ar-Ar возраст амфиболов из эклогитов группируется в два пика – 636–627 и 586–573 млн лет, а фенгитов, локализующихся в зонах рассланцевания эклогитов, – 593±3.5 млн лет и 569–565 млн лет **[1, 3–5]**. K-Ar возраст амфиболов из эклогитов составляет 535±24 млн лет, а амфиболов из секущих зон гранатовых амфиболитов – 487±22 млн лет. Близкий K-Ar возраст в 473±13 млн лет имеют амфиболы из отдельной тектонической пластины гранатовых амфиболитов выше по разрезу **[6]**. Ar-Ar возраст амфибола из этой же пластины составляет 544±10 млн лет (новые данные, аналитик А.В. Травин, ИГМ СО РАН).

Блоки зеленых сланцев из серпентинитового меланжа ориентированы согласно общей линейности и достигают в длину 10 м и мощности 3–5 м. Зеленые сланцы имеют обломочную текстуру и могли быть образованы в результате метаморфизма олистостромы. K-Ar возраст мусковита определен как 540±20 и 567±11 млн лет **[6]**.

Гранатовые амфиболиты, амфиболиты и эклогиты относятся по петрохимическим и геохимическим характеристикам к N-типу базальтов срединно-океанических хребтов. Также некоторые блоки эклогитов и гранатовых амфиболитов из серпентинитового меланжа относятся и к

базальтам OIB **[7]**. Вероятнее всего, гранатовые амфиболиты являются результатом регрессивного метаморфизма эклогитов при их эксгумации.

Тектонически выше Чаган-Узунского офиолитового массива залегают вулканогенно-осадочные породы Баратальского палеосимаунта и олистострома, породы которых частично метаморфизованы до безгранатовых и гранатовых амфиболитов. Зона контакта трассируется гранат-мусковитовыми и мусковитовыми сланцами. Ar-Ar возраст мусковита составляет 585±6 млн лет **[4]**.

Новые и опубликованные данные позволяют уточнить строение и модель формирования Курайской аккреционно-коллизионной зоны **[1, 6]** как результат аккреции и последующей коллизии Баратальского палеоокеанического острова с Кузнецко-Алтайской островной дугой.

[1] *Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M.* A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002**.** V. 5. P. 781–800.

[2] *Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н., Падерин И.П.* Балтырганский эклогит-амфиболитовый комплекс Горного Алтая: состав, возраст, геохимия циркона, геодинамические следствия // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 60–68.

[3] *Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I.* Geology of the Gorny Altai subduction–accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran–Cambrian intra-oceanic arc-trench system // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 30. P. 666–695.

[4] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1627.

[5] *Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В., Юдин Д.С.* Возраст эксгумации эклогитов Чаган-Узунского комплекса (ГорныйАлтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. С. 39–40.

[6] *Буслов М.М., Ватанабе Т.* Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 82–93.

[7] *Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И.* Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20–44.

СТРУКТУРА ГРАНИТОВ МАССИВА ЧОНКУРЧАК И ПРИРОДА ВЕРХНЕКОРОВОГО НИЗКООМНОГО ГОРИЗОНТА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА И ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ)

М.Г. Леонов, А.К. Рыбин**, Е.С. Пржиялговский*, Е.В. Лаврушина*, В.Ю. Баталев**, Е.А. Баталева**, В.Д. Брагин**, Г.Г. Щелочков***

*Москва, Геологический институт РАН, Россия, mleonov@yandex.ru
**Бишкек, Киргизия, Научная станция РАН, rybin@gdirc.ru

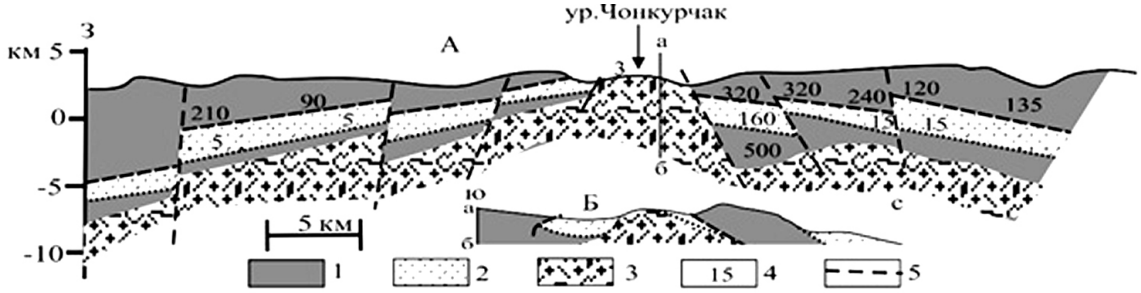
Тектоническая (структурно-вещественная, реологическая) расслоенность земной коры не вызывает сомнений. Важным элементом расслоенности являются низкоомные электропроводящие горизонты. В недрах Тянь-Шаня, который является частью молодого Евразийского внутриконтинентального орогена, выявлено несколько горизонтов высокой электропроводности, которые одновременно являются и зонами пониженных скоростей сейсмических волн (волноводами) **[2, 8]**. Нижний приурочен к интервалу глубин от 20 до 50 км в разных частях горного сооружения, верхний – расположен на глубинах 5−15 км. Показателен район, расположенный в зоне сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта (территория Бишкекского геодинамического полигона) **[2**], где на геоэлектрических разрезах выделяется три электропроводящих горизонта: нижнекоровый, среднекоровый и приповерхностный. Они рассматриваются как тектонически дезинтегрированные, разуплотненные и водонасыщенные объемы гранитно-метаморфического фундамента. Нижнекоровый горизонт имеет широкое площадное распространение, его кровля расположена на глубинах 25−30 км. Среднекоровый развит на глубинах 5−10 км и коррелируется с волноводом, выделенным по сейсмическим данным. Его кровля имеет блоковое строение и в целом конформна положению приповерхностного горизонта. Верхнекоровый низкоомный горизонт, мощностью 1.5−2.0 км, проявляется на большой территории, но выклинивается в северном направлении в пределах Чуйской впадины.

Принято считать, что низкоомные слои представляют собой объемы земной коры с высокой степенью структурной дезинтеграции пород, повышенной пористостью и флюидонасыщенностью и находятся в квазипластичном состоянии **[3, 8]**. Природа верхнекоровых горизонтов Тянь-Шаня связывается с наличием слоев дезинтегрированных палеозойских гранитов фундамента этого горного сооружения.

Тем не менее вывод о повышенной раздробленности пород электропроводящего слоя остается умозрительным, так как прямых данных о формах и механизмах проявления дезинтеграции пород в глубинных горизонтах мало. Описано **[6]** несколько способов тектонической переработки кристаллических пород, которые приводят к их 3D дезинтеграции. Особенно легко поддаются структурной дезинтеграции граниты, которые могут составлять до 60−80 % объема верхней части коры, где и находятся низкоомные горизонты. В связи с этим была изучена постмагматическая структура гранитов Северного Тянь-Шаня, в частности гранитов массива Чонкурчак, в пределах которого один из низкоомных горизонтов образует пологий антиклинальный выгиб и выходит не дневную поверхность (рисунок).

Граниты изученных объектов (в том числе массива Чонкурчак) интенсивно деформированы. Деформация выражена в виде разномасштабной дезинтеграции первично монолитной породы и рассредоточена по множеству структурных элементов: малоамплитудных разломов, трещин, брекчий и катаклазитов, рекристаллизации минеральных зерен. Наибольшим распространением пользуются структуры макро- и мезоуровня (сантиметры – десятки метров). Разрывы и трещины имеют различную кинематику (раздвиговую, сдвиговую, взбросо-сдвиговую и пр.). Ориентировка трещин и полей напряжений в разных доменах часто различна, что указывает на их дифференциальную подвижность. Дизъюнктивные элементы проявлены по всему массиву и организованы в 3D решетчато-линзовидно-блоковую систему – мегакатаклазит. Находясь в зоне гипергенеза, граниты массива Чонкурчак подвергаются гидратации, в них про-

явля-



Схематический геоэлектрический разрез в районе Бишкекского геодинамического полигона (зона сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта). *1* – высокоомный гетерогенный фундамент; *2* – верхний горизонт пород повышенной электропроводности (породы палеогена–неогена?); *3* – средний горизонт повышенной электропроводности (гранитный фундамент); *4* – величина удельного сопротивления; *5* – разломы по данным электромагнитных зондирований. *А* – геоэлектрический разрез с элементами геологической интерпретации; *Б* – схематический геологический профиль вдоль плоскости а – б.

ются коллоидно-химические процессы и явления ионного обмена, что увеличивает электропроводность пород.

Объемная деструкция гранитного фундамента проявляется в различных формах и на разном масштабном уровне и связана с комплексом различных физико-механических факторов (библ. в **[6, 7]**), среди которых: 1) факторы, связанные с магматической природой гранитов (прототектонические): гидротермально-пневматолитовые процессы, контракционная усадка, тектоно-кессонный эффект; 2) факторы, действующие независимо от первичной природы гранитных массивов (в первую очередь − тектонические). Процессы первой группы проявляются на стадии остывания массива и его подъема к дневной поверхности и приводят к уменьшению связности пород и к их дезинтеграции, в том числе и на минеральном уровне. Тектонические факторы находят выражение в объемной катакластической дезинтеграции с возникновением шаровых, ромбоэдровидных, линзовидных, черепитчатых структур, в наличии необъяснимых с позиций динамической разгрузки зон брекчирования, рассланцевания и милонитизации, в структурно-кинематических парагенезах 3D течения, в структурах, не совпадающих по форме и рисунку с прототектоническими, во фрагментации даек и жил, деформации и двойниковании минеральных зерен, структурах динамической рекристаллизации. Переход горных пород в дискретное состояние приводит к понижению эффективной вязкости и вызывает дилатансию, что способствует возникновению объемного течения пород.

В результате возникает агрегатное состояние вещества, которое предполагается для объяснения повышенной электропроводности пород, слагающих более глубокие горизонты. И экстраполируя наблюдаемые особенности структуры гранитов, в частности купола Чонкурчак, на глубину и по латерали, вполне обоснованно можно рассматривать верхнекоровый низкоомный горизонт как зону дробления и разуплотнения гранитного фундамента.

Причинами возникновения разуплотненных горизонтов Тянь-Шаня названы **[8]**: силовое поле зоны коллизии; гидратация/дегидратация и увеличение пористости пород при метаморфизме; неравновесное состояние среды. Действие этих механизмов вероятно, но их привлечение для верхнекорового горизонта не дает ответа на два вопроса: 1) с чем связано возникновение разуплотненного горизонта на достаточно четко фиксируемой глубине? 2) что обусловливает практически повсеместное (3) распространение верхнекорового разуплотненного горизонта? В качестве вероятностных вариантов ответа на эти вопросы можно предложить два: модель «хорды» **[4, 5]** и действие приливных сил, вызванных гравитационным взаимодействием Земли, Луны и Солнца **[1]**. *Модель «хорды»* предполагает возникновение зоны градиентных напряжений, достаточных для дезинтеграции пород гранитного ряда, возникающей при отрицательном изгибе земной коры на глубинах, связанных определенной зависимостью с шириной и амплитудой прогиба. *Действие приливных волн* вызывает уплотнение/разуплотнение пород, преобразование их структуры и физико-механических характеристик, а также поддерживает и обновляет блочное строение коры и дифференциальную подвижность блоков. Сдвиговые деформации

и нарушение сплошности горных масс происходят на глубинах 10–20 км, иногда более, и вызывают возникновение субгоризонтальной тектонической расслоенности **[1].** Положение фронта распространения сквозной трещиноватости (квазиластичности) определяет верхний уровень повышенной электропроводности, связанный с флюидизацией породных масс **[8]**.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00298 и 14-05-00545) и Программ фундаментальных исследований № 6 и 10 ОНЗ РАН.

[1] *Адушкин В.В., Спивак А.А.* Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 260 с.

[2] *Брагин В.Д., Мухамадеева В.А.* Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами // Геодинамика континентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Сборник материалов 4-го Международного симпозиума. М.–Бишкек: НС РАН, 2009. С. 85–98.

[3] *Ваньян Л.Л.* О природе электропроводности активизированной земной коры // Физика Земли. 1996. № 6. С. 93−95.

[4] *Дэллмес К.Ф.* основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.

[5] *Косыгин Ю.А., Магницкий В.А.* О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюллетень МОИП, отдел геологический. 1948. Т. XXIII, № 3. С. 3−15.

[6] *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 498 с.

[7] *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50−77.

[8] *Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Макаров В.И., Сафронов И.В.* Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. С. 79−95.

ПОЛИФАЗНАЯ МЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

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

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

Структура Восточного Забайкалья возникла в результате сложной тектонической эволюции во время позднего палеозоя и мезозоя. В ее составе выделяются элементы Сибирского и Монголо-Китайского континентов, разделенных Монголо-Охотской сутурой. Ранее события, соответствующие компрессионной фазе D_1, проявились в раннем триасе и связаны с увеличением угла погружения субдуцирующей Монголо-Охотской плиты под Сибирский континент. В это же время произошло столкновение Монголо-Китайского и Южнокитайского континентов, что привело к деформации чехла Северокитайского кратона в лежачие складки с северной вергенцией, а также к возникновению пластичных сдвиговых зон в фундаменте. Доступные радиометрические датировки позволяют интерпретировать эти события как раннетриасовые. Отмеченные явления указывают на определенную взаимосвязь геодинамических процессов в истории геологического развитии этого фрагмента Азиатского континента. В ранней юре субдукция переросла в коллизию в результате замыкания Монголо-Охотского океана и столкновения Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Коллизионные деформации привели к формированию орогена, структура которого до настоящего времени не расшифрована, поскольку на данном эрозионном срезе сохранились преимущественно интрузивные комплексы. Тем не менее здесь выделяются фрагменты вязких надвигов, большая часть из которых в последующем была вовлечена в процессы растяжения. Позднемезозойские события характеризуются полуграбенами, выполненными континентальными терригенными осадками и лавовыми потоками, пологонаклонными разломами детачмента, синкинематическими гранитоидными плутонами, комплексами метаморфических ядер **[3]**. Этап растяжения связывается с коллапсом орогена и может быть подразделен на пластичную и хрупкую деформацию, соответствующую различным выражениям коровой деформации. В каждой области изученной территории пластическая деформация D_2 характеризуется СЗ-ЮВ трендом линейности растяжения со знаком сдвига вверх на юго-восток. K/Ar и Ar / Ar датировки слюд и амфибола из метаморфических пород, гранитодных плутонов и их милонитизированных разновидностей варьируются от 130 до 120 млн лет **[1, 2]**. Эти даты являются показателями охлаждения и эксгумации, связанных с тектоникой растяжения. Хрупкая деформация D_2 ответственна за формирование крутопадающих сбросов, маркируемых низкотемпературными катаклазитами и ограничивающими полуграбены. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что в течение мезозоя тектонический режим Восточного Забайкалья испытал существенную инверсию от сжатия к растяжению, связанную с эволюцией геодинамических режимов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 13–05–00410, 13–05–00557).

[1] *Загорский В.Е., Перетяжко И.С.* Первые результаты $^{40}Ar/^{39}$ Ar-датирования Малханской гранитно-пегматитовой системы: геодинамические следствия // ДАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 658–661.

[2] *Казимировский М.Э.* Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья (Нерча-Ингодинская рифтогенная зона): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1996. 24 с.

[3] *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.

КОЛЧАНОВИДНЫЕ СТРУКТУРЫ (SHEATH FOLDS) В КОЛЛИЗИОННОМ КОМПОЗИТЕ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Мазукабзов, В.С. Федоровский***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН
**Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

В насыщенной геологическими событиями истории формирования раннепалеозойской коллизионной системы Ольхонского региона Западного Прибайкалья заметное место принадлежит покровной тектонике. На ранних этапах взаимодействия Сибирского кратона и Ольхонского террейна коллизия носила фронтальный характер, а вязкие глубинные покровы были развиты повсеместно. В современном срезе здесь вскрыты только глубинные горизонты коллизионной коры. Формирование вязких покровов происходило в условиях тектонического течения. Колчановидные складки – непременные участники таких композиций. Вместе с тем их обнаружение связано с неизбежными трудностями, поскольку деформационная история покровным тектогенезом и фронтальной коллизией не ограничивалась, а наоборот, завершилась мощной экспансией сдвигового тектогенеза, который сопровождал более позднюю косую коллизию террейна и кратона. Покровные структуры ранних этапов тектогенеза сохранились в регионе лишь фрагментарно, но число таких находок в последнее время быстро нарастает. Одна из опорных площадей такого типа расположена в Северо-Восточном Приольхонье, вблизи пролива Ольхонские Ворота. Здесь установлены и многочисленные свидетельства существования колчановидных структур – типичных следствий тектонического течения.

Северо-восток Приольхонья (район Змеиная падь) выглядит на геологической карте Ольхонского региона необычно – здесь нет той тесно спрессованной в плане напряженной линейной системы сладчато-сдвиговых структур, которая типична для территории. Между двумя крупными сдвиговыми швами (они сходятся под углом примерно 40°) в Северо-Восточном Приольхонье локализована довольно значительная площадь, имеющая в плане треугольную форму. Она отличается иными структурными комбинациями, сохранившимися от тотального воздействия поздних сдвигов. Структуру северо-востока Приольхонья формируют два основных комплекса. Один из них – монотонный по составу комплекс Шебарта (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, синметаморфические граниты). Второй комплекс – ольхонский. Он радикально отличается по составу. Это разнообразные мраморы, кварциты, амфиболиты. Оба комплекса вместе с тем формируют единые структурные ансамбли.

Детальное картирование хорошо обнаженной площади и изучение структур в скалах побережья Байкала с их полной обнаженностью позволили получить объективный материал по последовательности формирования ранних структур покровного генезиса. Геологическая съемка проведена с использованием аэрокосмических материалов сверхвысокого разрешения, что обеспечило необходимую точность полевых карт (их оригиналы отвечают масштабам 1:1000 – 1:5000). Конечно, совсем избавиться от влияния сдвигового тектогенеза не удалось: он проникает практически везде. Но интенсивные сдвиговые деформации все же сосредоточены вдоль двух главных сдвигов, где деформационный потенциал как бы уходит на формирование ширзон, а в расположенном между ними объеме коры действие сдвигов оказалось ослабленным. Здесь обнаружены пять достаточно крупных колчановидных структур, ориентированных на северо-запад (генеральное структурное направление в регионе – северо-восточное). Они занимают прибрежную зону Байкала, расположенную между неглубоким ущельем Змеиная падь и заливом Будохта. О контурах самих первичных тектонических покровов сведений немного, поскольку их фронтальные части, как правило, дублируются синметаморфическими сдвигами. Покровы образуют отдельные пластины и, по-видимому, серии чешуй; они неоднократно деформированы и образуют весьма сложные складчатые конструкции, разделенные узкими килевидными структурами большой протяженности. В этой части региона многочисленны массивы метагабброидов комплекса Танхан, которые, возможно, участвуют в строении отдельных пластин в покровных системах. Косвенные данные свидетельствуют и о возможном присутствии

таких тел в структуре крупных колчановидных образований (решение вопроса сдерживается из-за отсутствия геофизических данных).

Основной прямой признак колчановидных структур – присутствие шарнирных углов, и такие элементы обнаруживаются при изучении складчатых систем небольших размеров. В крупных колчановидных складках шарнирные углы, как правило, оказываются замаскированными в результате проявления более поздних пластических деформаций. Размеры закартированных в регионе «колчанов» разнообразны. Их ширина в плане составляет 200–500 м, протяженность достигает 1–3 км. Предполагаем, что импульс роста колчановидных структур связан с самым ранним в регионе покровным тектогенезом, сопровождавшим фронтальную коллизию Ольхонского террейна и Сибирского кратона. Складки покровного типа довольно многочисленны в Приольхонье, но практически всегда они сохраняются лишь фрагментарно среди гораздо более широко развитых синметаморфических складчатых систем сдвигового типа. Крупные тектонические покровы, по-видимому, составляли основной каркас системы на ранних этапах ее развития, а колчановидные структуры, которые формировались в глубинных условиях тектонического течения, отражали основной стиль тектоники этих этапов.

Все обнаруженные на северо-востоке Приольхонья колчановидные структуры составляют отчетливо эшелонированный пакет, сами «колчаны» тесно сближены и характеризуются резкими изгибами по простиранию. Такая необычная конфигурация объясняется проявлением деформаций, связанных с реализацией более позднего сдвигового тектогенеза (сдвиги нередко использовали ранние линеаменты покровного генезиса) и специфическими обстановками резкой реологической неоднородности, присущей комплексам этой площади. Здесь многочисленны малые и средние по размерам массивы габброидов, которые в условиях напряженной деформации выступали как жесткие тела, вокруг которых в раме возникали серповидные и кольцевые структуры. Такой стиль деформаций присущ и колчановидным структурам региона: на северо-востоке Приольхонья они и составляют эффектный эшелон таких дугообразных систем.

СИНХРОННЫЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ МАССИВЫ I- И A- ГРАНИТОВ В ПОЛЯХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ПОЯСА

В.М. Макагон, Т.Б. Баянова**, В.Е. Загорский**

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vmak@ igc.irk.ru
**Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Восточно-Саянский пояс редкометалльных пегматитов расположен на юго-западной границе Сибирского кратона, в нем выделяются юго-восточная часть, приуроченная к Урикско-Ийскому грабену, и северо-западная, расположенная в Елашском грабене. В Урикско-Ийском грабене находится ряд интрузивных массивов саянского комплекса, сложенных серией пород от габбро до лейкогранитов и пегматитов. В их становлении выделяются две фазы, в первую из которых формировались биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты, биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты, плагиограниты и низкощелочные граниты. Во вторую фазу внедрялись в основном интрузии биотитовых и мусковит-биотитовых гранитов, а также жил безрудных альбит-микроклиновых пегматитов. Эволюция химизма магматических пород в массивах Урикско-Ийского грабена близка к установленной В.М. Москалевой для салической серии пород, образующихся в результате мантийно-корового взаимодействия **[1]**, однако здесь отсутствуют щелочные граниты, но зато широко распространены редкометалльные пегматиты со сподуменом – литиевым аналогом щелочных пироксенов.

В северо-западной части пегматитового пояса – в Елашском грабене Тагул-Туманшетской подвижной зоны – гранитоиды саянского комплекса представлены гранодиоритами и низкощелочными гранитами Елашско-Тенишетского массива (1-я фаза), между которыми наблюдается постепенный переход, а также мелкими телами биотитовых и двуслюдяных гранитов и безрудных пегматитов (2-я фаза). Елашско-Тенишетский массив является одним из наиболее крупных массивов гранитоидов в Тагул-Туманшетской подвижной зоне, его площадь составляет около 75 км^2. Он приурочен к северо-восточному краю Елашского грабена. Изученные его контакты являются тектоническими. В массиве не наблюдалась мелкозернистая эндоконтактовая фация, а в его краевых частях иногда отмечается плоскопараллельная текстура (гнейсовидность). В гранодиоритах массива наблюдаются включения округлой или удлиненно-овальной формы до 50 см по длинной оси, имеющие резкие контакты с вмещающей породой. Количество их возрастает в юго-восточной части массива. Эти включения иногда имеют полосчатость, они сложены породами серии мелкозернистые лейкогаббро – диориты, то есть более меланократовыми породами, чем вмещающие гранодиориты. В массиве встречены жилы микроклиновых, плагиомикроклиновых и плагиоклазовых пегматитов мощностью до нескольких метров, а также мелкозернистых аплитов. Гранодиориты характеризуются преобладанием натрия над калием, низкими содержаниями Rb, Cs, Pb, Be, Sn, W, Nb и Ta и повышенными Ba, Sr, Zn, La, Ce, Nd, Y, Yb. Распределение REE в них характеризуется отсутствием или слабым европиевым минимумом. Геохимические особенности гранодиоритов указанного массива указывают на большую роль корового вещества при образовании гранодиоритовой магмы, и, соответственно, наиболее вероятной является гибридная природа гранодиоритового расплава, образовавшегося в результате мантийно-корового взаимодействия. Химический состав и геохимическая характеристика гранодиоритов совпадают с таковыми для гранодиоритов в Урикско-Ийском грабене. Это граниты I-типа.

Кроме того, в Елашской структуре имеется Топорокский массив лейкократовых биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов, по геохимической характеристике близких к геохимическому типу гранитов рапакиви. Для них характерны повышенная щелочность по K, высокие содержания Rb и Ba, а также РЗЭ, Nb, Ta, Zr, Hf, F при низкой концентрации Sr. В распределении REE отмечается значительный европиевый минимум. Как известно, для формирования гранитов рапакиви характерен режим растяжения. Судя по геохимической характеристике, в

формировании этих гранитов роль мантийного источника по сравнению с гранитоидами саянского комплекса существенно возросла. Эти граниты относятся к А-типу.

Расположенное в зоне северо-западного контакта Елашско-Тенишетского массива гранитоидов Вишняковское пегматитовое поле относится к комплексному ряду петалитовой подформации формации редкометалльных пегматитов согласно систематике В.Е. Загорского и др. **[2].** В зоне северо-восточного контакта Топорокского массива находится Александровское поле пегматитов фосфор-тантал-литиевого ряда петалитовой подформации.

В имеющихся в литературе геохронологических данных по гранитоидам Присаянского краевого поднятия Сибирского кратона, сводка которых дана в работе Т.В. Донской и др. **[3]**, отсутствуют материалы по гранитоидам саянского комплекса в полях редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса. Предпринятое в связи с этим U-Pb геохронологическое датирование по циркону показало, что возраст гранитоидов Елашско-Тенишетского массива составляет 1901±16, а гранитов Топорокского массива – 1893±13 млн лет. Одновременность внедрения гранитоидов этих двух массивов, так же как и близость их возраста к возрасту S-гранитов в регионе, составляющему, согласно данным Т.В. Донской и др., 1874±14 млн лет **[3]**, указывает на возможность образования различных по химизму близковозрастных гранитов, что отмечено в указанной работе. Гранитоиды саянского комплекса Урикско-Ийской зоны, по данным В.И. Левицкого и др. **[4]**, имеют возраст 1858±20 млн лет (U-Pb датирование по циркону). Только в работе О.М. Туркиной **[5]** возраст внутриплитных гранитов и лейкогранитов А-типа Подпорогской интрузии определен примерно в 1750 млн лет. Близкосинхронное образование гранитоидов различных типов может быть обусловлено различной глубинностью сосуществующих очагов в пределах магматической колонны и разным соотношением в них корового и мантийного материала.

[1] *Москалева В.Н.* Мантийно-коровый магматизм и особенности глубинного строения областей континентального рифтогенеза // Региональная геология и металлогения. 1999. № 9. С. 20–26.

[2] *Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М.* Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 422–435.

[3] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д.* Раннепротерозойские постколлизионные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 7. С. 1028–1043.

[4] *Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др.* Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717–731.

[5] *Туркина О.М.* Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 284–306.

ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА

В.А. Макрыгина

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

Ольхонский регион включает Приольхонье, остров Ольхон и полуостров Святой Нос, что следует из экзотических геохимических особенностей пород ольхонской и святоносской серий. Особенностью этой части террейна является его плотное причленение по коллизионному шву к Сибирскому кратону под косым углом, что обусловило многие черты его структурного плана и магматизма.

Несмотря на многочисленные работы, включая публикации Е.Б. Павловского, А.С. Ескина (1964, 1974), Л.Л. Куклея (1986, 1988), А.А. Конева (1960–1998), В.С. Федоровского (1978–2013), А.С. Мехоношина, З.И. Петровой, В.И. Левицкого и В.А. Макрыгиной (1980–2014) и многих-многих других, в Ольхонском регионе остается еще много загадок. Наиболее достоверный путь к их решению – комплексное изучение вещественных особенностей пород и их парагенезов на основе детального структурного строения толщ, выполненное В.С. Федоровским с коллегами **[1]**. Полученный в результате геохронологических исследований Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Ar-Ar методами интервал 530–390 млн лет отражает разные этапы тектонического развития региона: от коллизии с надвиговой тектоникой и первым этапом метаморфизма до позднеколлизионной сдвиговой тектоники со вторым этапом метаморфизма и гранитообразованием и появлением в 390 млн лет редкометалльно-редкоземельных гранитоидов внутриплитного типа.

За 30 лет изучения петрогеохимического состава всех разновидностей пород Ольхонского региона от Приольхонья до п-ва Святой Нос у нас накопился обширный материал, который может дать ответы на ряд нерешенных вопросов. Так, изучение геохимии терригенных пород показало следующее. 1. Гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы ольхонской и ангинской толщ относятся к метаграувакам с модельным возрастом T(DM)=1239–1550 млн лет и имеют геохимические признаки и осадочных пород, и островодужных образований. Следовательно, источником их материала служили мезопротерозойские островные дуги, предшествовавшие Ангино-Таланчанской дуге. 2. Кварциты и кварцитосланцы ольхонской толщи обогащены C, Cr,V, Ag, Mo, но обеднены Li, B – это доказывает, что породы ольхонской серии отлагались в слабосоленом бассейне с восстановительным режимом; в ангинской толще кварциты обогащены P, Ba и Mn (вплоть до образования гондитовой формации), содержат магнетит и отлагались на аэрируемых склонах островной дуги в окислительной обстановке. 3. Кальцитовые мраморы ольхонской серии обогащены Sr, в среднем 2000 ppm, а в ангинской – всего 395 ppm; ольхонские мраморы в 2–3 раза богаче Ni, Cr, в четыре – V, ангинские обогащены Mn, P, F. Источником повышенных концентраций ряда элементов в карбонатных породах был толеитовый вулканизм в ольхонской серии и известково-щелочной до щелочного – в ангинской, с сосуществованием обстановок окраинного моря и островодужной. Связанные с ним подводные гидротермы в восстановительной среде обеспечивали накопление в карбонатных фациях Zn, Ni, Cr, V, а в окислительной – Mn. Главное то, что в Ольхонском регионе обнаружен высокостронциевый горизонт, который протягивается по всему складчатому обрамлению платформы и установлен по скважинам в низах ее чехла. Такое широкое его проявление может иметь космические причины. 4. Диопсидовые и диопсид-скаполитовые сланцы, переслаивающиеся с мраморами и кварцитами, имеют основной состав, но по структурам, микропримесям и неравномерной примеси кварца представляют туфогенно-осадочные породы.

Ортопороды представлены метавулканитами и интрузивными разностями широкого спектра составов. Амфиболиты, двупироксеновые и амфиболовые сланцы ольхонской серии по геохимическим особенностям относятся к EMORB задуговых бассейнов. Эпидотовые амфиболиты ангинской толщи по высоким содержаниям TiO_2, K_2O, P_2O_5, Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, REE реставрируются как щелочные базальты, изливающиеся в тылу островной дуги. Сопряженные с ними метаморфизованные коры выветривания **[2]** говорят о наземном характере излияний. В

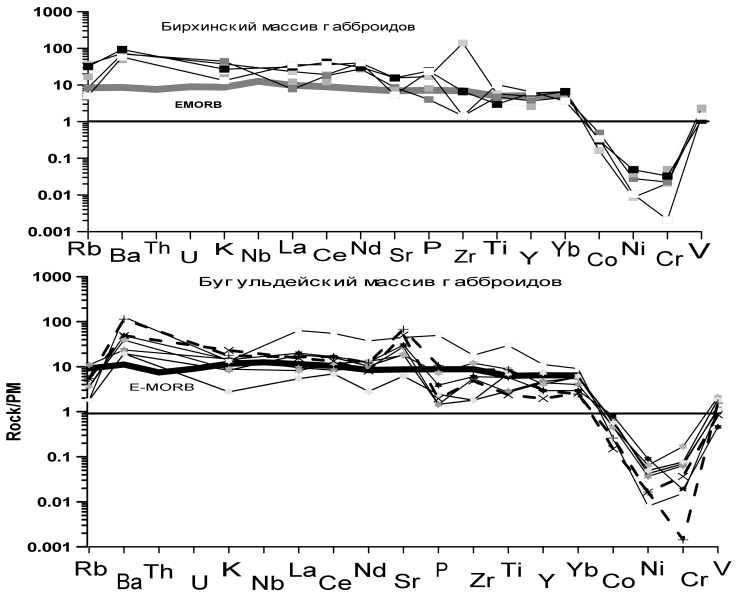


Рис. 1. Спайдердиаграммы габбро.

ангинской толще широко развиты биотит-амфиболовые, иногда с диопсидом, сланцы с реликтами порфировых структур, по макро- и микросоставу аналогичные андезитам и андезибазальтам (вулканиты Ангино-Таланчанской дуги). Они комагматичны интрузивным породам Крестовского массива **[3]** и при сравнении с современными островодужными вулканитами идентичны среднекалиевым базальт-андезибазальт-андезитовым известково-щелочным сериям зрелых островных дуг.

Вдоль коллизионного шва с Сибирским кратоном протягивается полоса катаклазированных биотит-амфиболовых сланцев, по составу неотличимых от ангинских андезитоидов. В них известны два массива диорит-гранодиоритового состава, аналогичные породам хайдайского комплекса. На основании геохимических данных мы считаем, что это пластина пород ангинской толщи, которая раньше перекрывала ольхонскую серию, но была эродирована.

Интрузивные породы представлены шестью массивами габброидов, шаранурским и хайдайским комплексами гранитоидов и щелочными проявлениями. Хужирский массив Ольхона и Бугульдейский Приольхонья сложены пироксенитами и расслоенной серией от габбро до анортозитов. На спайдердиаграмме и спектрах РЗЭ отражен характер дифференциации их расплавов – это базальты с характеристиками EMORB (рис. 1). Хариктинский массив менее дифференцирован, но тоже относится к низкощелочной серии. В Бирхинском массиве характер дифференциации другой – от оливиновых габбро до габбро-диоритов, в которых широко развит

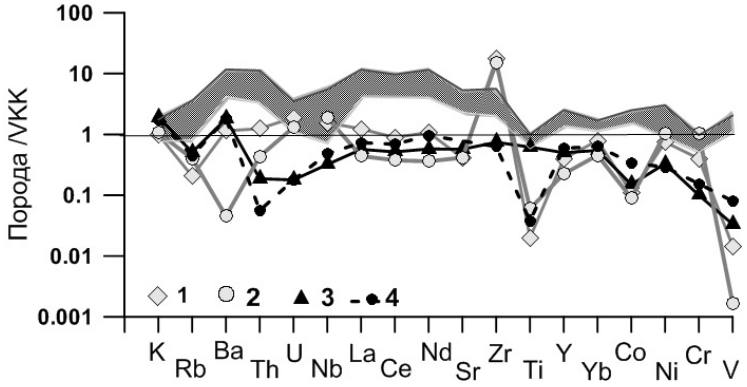


Рис. 2. Щелочные сиениты: Будун (серые), Тажеран (черные), поле – калиевых щелочных сиенитов.

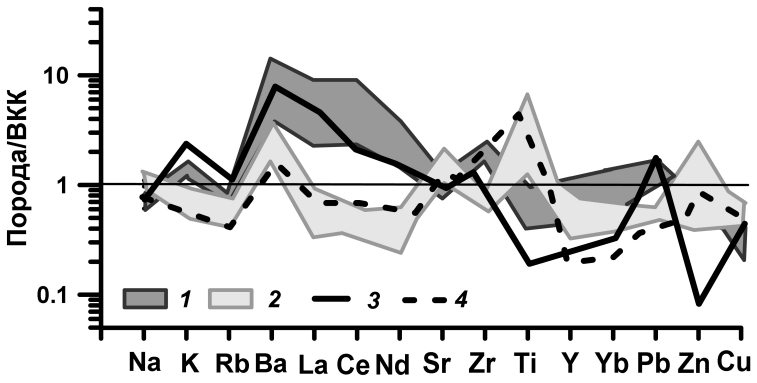


Рис. 3. Редкоэлементный состав гранитов и даек шаранурского комплекса (1, 3) и гранитоидов и даек хайдайского комплекса (2, 4). Возраст – 477 и 484 млн лет, соответственно.

биотит, что придает всему массиву субщелочной состав. Наиболее сложен по строению Тажеранский массив, где ранняя фаза субвулканических («роговиков») и среднезернистых низкощелочных габбро сменяется включениями блоков щелочных и нефелиновых сиенитов, пронизанных дайками субщелочных габбро. Возраст (Бирхинский, Крестовский, Тажеранский массивы) укладывается в интервал 500–484 млн лет для габбро и 471±5–464±2 млн лет для щелочных пород.

Тажеранский массив изучался многими учеными **[4, 5]**, но редкоэлементный состав пород был определен впервые нами. Ранние габбро оказались низкощелочными, а щелочные сиениты очень бедны редкими элементами, что не свойственно мантийным щелочным породам (рис. 2). Бирхинский и Бугульдейский массивы сопровождаются нефелинизацией на контактах габбро и мраморов **[6]**, а около Хужирского массива расположен Будунский массив щелочных сиенитов.

Гранитоидные породы представлены гранитогнейсами, гранитами и граносиенитами шаранурского комплекса, образованными на позднеколлизионном этапе в купольных зонах ольхонской серии **[7]**. По геохимии это коровые граниты, состав которых определяется составом тектонических пластин, в которых происходило выплавление. Их возраст (485–471 млн лет) близок и к габбро, и к щелочным породам. Хайдайский комплекс ангинской толщи представлен многофазным Крестовским массивом и его дайковой серией диоритов, гранодиоритов и граносиенитов, прорывающих Бирхинский и Бугульдейский массивы и вмещающие породы. На спайдердиаграмме островодужные хайдайские гранитоиды и дайки, с Na>K и низкими Rb и REE, существенно отличаются от шаранурских синколлизионных К-гранитов с высокими Rb и REE (рис. 3).

Необычный редкоэлементный состав щелочных пород Будунского и Тажеранского массивов, близость их возраста к гранитам и габбро и пространственная приуроченность всех щелочных проявлений к последним доказывают их генетическую связь. Видимо, здесь происходит взаимодействие близких по возрасту кислых и основных расплавов с рождением волны отраженной щелочности **[8]** и формированием щелочных метасоматитов и щелочных расплавов. Поскольку и кислые, и основные расплавы бедны редкими элементами, щелочные породы полностью зависят от состава реагирующих сред. Так, будунские сиениты богаты Zr, как и гранитогнейсы соседнего гранитогнейсового купола. А тажеранские сиениты бедны редкими элементами, но сопровождаются перовскитовыми метасоматитами в мраморах, что говорит о флюидной активности в этом процессе. Таким образом, геохимические данные дают много возможностей разобраться в тонкостях геологических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-02772).

[1] *Федоровский В.С.* Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.

[2] *Конева А.А.* О докембрийской коре химического выветривания в Приольхонье (Западное Прибайкалье) // ДАН. 1988. Т. 302, № 5. С. 1217–1220.

[3] *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.
[4] *Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.Б., Мазукабзов А.М.* Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.
[5] *Конев А.А., Самойлов В.С.* Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
[6] *Савельева В.Б., Ущаповская З.Ф., Медведева Т.И., Колосницына Т.И., Русакова В.А.* Новое проявление фельдшпатоидных пород в Приольхонье (Зап. Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 6. С. 41–49.
[7] *Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А., Кущ Л.В.* Состав и геохимическая типизация гранитоидов о-ва Ольхон (шаранурский комплекс) // ДАН. 2012. Т. 445, № 2. С. 174–178.
[8] *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Известия АН СССР, серия геологическая. 1952. № 2. С. 56–69.

ВУЛКАНИТЫ БОРОЗДИНСКОГО ГОЛЬЦА (ХРЕБЕТ ХЭНТЕЙ): МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

А.Я. Медведев, М.А. Горнова, В.А. Беляев, А.А. Каримов

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

Кайнозойский вулканизм широко развит на юге Сибири. Самое крупное проявление – Южно-Байкальская вулканическая область (ЮБВО), занимающая площадь 350×450 км. Здесь выделено несколько этапов магматизма: позднеолигоценовый (34–24 млн лет), раннемиоценовый (23–17 млн лет), средне-позднемиоценовый (16–6 млн лет) и позднеплиоценовый–плейстоцен-голоценовый (< 3 млн лет) **[1]**. Определено, что преобладают лавы субщелочных и щелочных пород. Для данного региона определена геодинамическая обстановка и источники вещества вулканитов **[1]**.

Другим районом распространения кайнозойских вулканитов является Юго-Западное Забайкалье, хотя масштабы проявления существенно меньше, чем в ЮБВО. Щелочные базальтоиды с возрастом 5.5–8.0 млн лет **[2]** достаточно давно известны в Южном Забайкалье (хребет Хэнтей). Они распространены в виде небольших по площади и мощности потоков и покровов в верховьях рек Чикой и Чикокон. Первые достаточно полные сведения о них появились в работе **[3].** В вулканитах изучены мантийные ксенолиты **[4, 5].** Однако вещественный состав базальтоидов, вмещающих ксенолиты, рассмотрен очень слабо. В первую очередь это касается геохимических особенностей. Для исследования были выбраны образцы вулканитов, из которых удалены ксенолиты, поэтому полученные аналитические данные соответствуют валовому составу породы. По нашим данным, изученные вулканиты относятся к пикробазальтам и трахибазальтам. Массивные вулканиты, изученные нами, слагаются разностями порфировой структуры. Порфировые вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном, редко плагиоклазом. Матрикс сложен мелкими зернами оливина, клинопироксена, плагиоклаза, оксидами железа и титана, также отмечены редкие зерна лейцита, нефелина и апатита.

Оливины образуют по крайней мере две генерации. Первая представлена крупными зональными кристаллами с магнезиальностью 88–87 в центре и 78–77 в краевых частях. В этих зернах содержание NiO достигает 0.44 мас. %. Вероятнее всего, это оливины, захваченные из мантийных перидотитов. Оливины второй генерации равновесны с базальтовым расплавом и встречаются как в виде мелких порфировых выделений, так и в основной массе. Магнезиальность их приблизительно одинакова и составляет от 73 до 76. При этом концентрации NiO в них не достигают 0.15 мас. %.

Пироксены как вкрапленников, так и основной массы представлены алюможелезистым диопсидом. Крупные вкрапленники зональны: от центра к краю увеличивается содержание волластонитового минала и концентрация натрия. Мелкие вкрапленники и зерна основной массы идентичны с краевыми частями крупных порфировых выделений. Температура кристаллизации пироксена, рассчитанная по клинопироксеновому термометру, составляет 1120 °С **[7]**. Так как пироксены кристаллизовались после оливинов, реальная температура базальтового расплава была выше.

Плагиоклазы в основном сосредоточены в матриксе. Редкие вкрапленники – высококальциевые An_{56-62}. Плагиоклазы основной массы более кислые и содержат до 60–65 альбитовой молекулы. Обнаруженные нефелин и лейцит практически полностью соответствуют стехиометрии.

Оксиднорудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом. Ильменит по своему составу (MgO=7 мас. %) соответствует пикроильмениту. Пикроильмениты такого состава характерны для кимберлитов. Титаномагнетиты характеризуются довольно высоким содержанием титана (до 19 мас. % TiO_2) и алюминия (около 2 мас. % Al_2O_3). Такие содержания примесей отмечены в титаномагнетитах габбровой формации. Все зерна минерала являются гетерогенными со структурами распада, где выделяется пикроильменит и, возможно, шпинель.

Хромшпинелиды сложены зональными зернами. Центральная часть зерен с высоким содержанием хрома (до 35 мас. % Cr_2O_3), захвачена из мантийных перидотитов. В краевых частях падает содержание хрома и алюминия, при этом возрастают концентрации железа и титана. По всей вероятности, происходил рост внешней зоны под влиянием базальтового расплава.

Редкие зерна сульфидов представлены никелистым пирротином (NiO до 3 мас. %) и пентландитом.

Содержание кремнезема в породах меняется от 43.70 до 45.70 мас. %. Все изученные образцы обладают повышенной магнезиальностью, что, вероятнее всего, связано с наличием ксеногенных высокомагнезиальных оливинов. Также отмечена высокая концентрация хрома и никеля. Никель концентрируется в оливинах и титаномагнетитах, а хром – в шпинели и пироксенах. При этом наблюдается высокое содержание как некогерентных элементов (Rb – 40, Sr – 900, Ba – более 500 ppm и редких земель), так и когерентных (Zr более 200, Nb более 70 ppm). Сумма РЗЭ достигает 250 ppm. Щелочные и щелочно-земельные элементы концентрируются в лейкократовых минералах, а РЗЭ, в основном, в апатите. По своим геохимическим характеристикам породы являются продуктами внутриплитного вулканизма. Спектры распределения РЗЭ и других редких элементов полностью соответствуют OIB. Они наклонные с уменьшением тяжелых РЗЭ. На них не наблюдается никаких минимумов или максимумов. По этим спектрам наши породы вполне сопоставимы с вулканитами ЮБВО **[1]**.

Исходя из всего сказанного выше, можно предположить порядок кристаллизации вулканитов. После подъема расплава с захваченными перидотитовыми оливином и хромшпинелидом происходила кристаллизационная дифференциация. Перед массовой кристаллизацией происходило взаимодействие ксеногенных фаз с расплавом, что привело к образованию зональности в минералах. Первыми кристаллизующимися фазами были оливины и, вероятно, высококальциевые плагиоклазы. Затем кристаллизовались пироксены и умереннокальциевые плагиоклазы. При остывании остаточного расплава, обогащенного щелочами, происходила кристаллизация кислых плагиоклаза, нефелина и лейцита.

Работа завершена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-12026_офи_).

[1] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.* Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 3–34.

[2] *Поляков А.И., Багдасарьянц Г.И.* О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях составов вулканитов // Геохимия. 1986. № 3. С. 301–317.

[3] *Костяков Н.П., Краснов В.П., Уфимцев Г.Ф., Янковский В.М.* Кайнозойские базальты юга Центрального Забайкалья // Известия Забайкальского филиала Географического общества СССР. 1969. Т. V, вып. 1. С. 11–17.

[4] *Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов Д.Д.* Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонефелинитов хребта Хэнтей (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 130–147.

[5] *Рассказов С.В.* Глубинные включения из позднекайнозойских меланофелинитов Южного Забайкалья // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 50–60.

[6] *Putirka K.* Thermometer and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–142.

СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В.И. Мельникова, А.И. Середкина*, А.И. Мельников*, Я.Б. Радзиминович*, Н.А. Гилева***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vimel@crust.irk.ru
**Иркутск, Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, nagileva@crust.irk.ru

В геодинамическом отношении территория Западного Забайкалья представляет собой периферию Байкальского сейсмического пояса. По сравнению с последним здесь наблюдается резкое понижение активности сейсмического процесса (рисунок), что, безусловно, связано с иным характером проявления новейших тектонических движений (Забайкалье относится к области умеренного горообразования).

Несмотря на то, что сейсмическая активность рассматриваемого района характеризуется как умеренная, магнитуды некоторых местных землетрясений могут превышать $M \geq 4.5$ **[6, 8]**. Согласно сохранившимся до наших дней историческим сведениям, довольно сильные землетрясения были отмечены в пределах Западного Забайкалья в течение XIX века, при этом

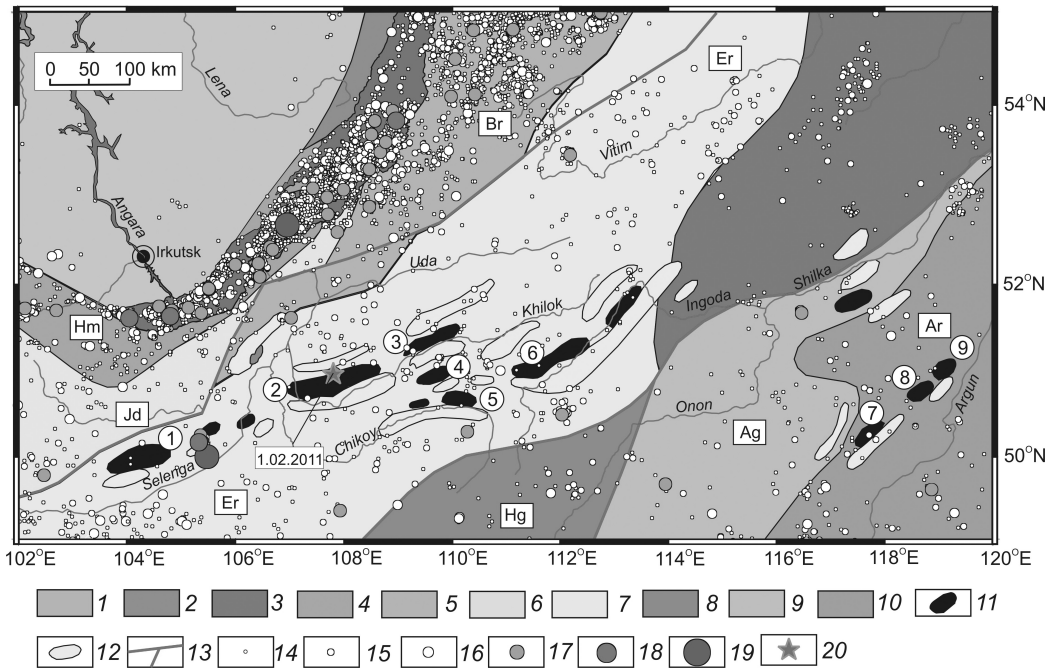


Схема расположения основных террейнов, комплексов метаморфических ядер (по [7] с изменениями) и эпицентров землетрясений в Забайкалье. *1–3* – Сибирская платформа: *1* – плита, *2* – активная континентальная окраина, *3* – активизированный фундамент; *4–7* – структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса: *4* – микроконтиненты, *5–7* – островодужные террейны: *5* – довендские, *6* – вендкембрийские, *7* – кембрий-ордовикские; *8–10* – структуры Монголо-Охотского складчатого пояса: *8* – островодужные, *9* – окраинно-морские, *10* – террейны, микроконтиненты; *11* – милонитогнейсовые валы (комплексы метаморфических ядер); *12* – раннемеловые впадины; *13* – разломы; *14–19* – эпицентры землетрясений с M=2.6–6.8 за период с 1957 по 2013 г.; *20* – эпицентр Заганского землетрясения 01.02.2011 г. Цифрами в кружках обозначены комплексы метаморфических ядер: *1* – Бутулийн-Нурский, *2* – Заганский, *3* – Цаган-Хунтейский, *4* – Безымянный, *5* – Малханский, *6* – Яблоновый, *7* – Цаган-Олуевский, *8* – Западно-Кутомарский, *9* – Восточно-Кутомарский. Буквами отмечены террейны и микроконтиненты: Ag – Агинский, Ar – Аргунский, Br – Баргузинский, Jd – Джидинский, Er – Еравнинский, Hm – Хамардабанский, Hg – Хэнтейский.

магнитуда некоторых из них достигала M~6.2 **[5]**. Среди инструментально зарегистрированных толчков наибольшей магнитудой (M_S=5.1) характеризовалось Оронгойское землетрясение 2 октября 1980 г., описанное в **[3]**. Второе по значимости сейсмическое событие, 1 февраля 2011 г. с Mw=4.7 (рисунок), локализовалось в ранее асейсмичном районе Заганского хребта и получило одноименное название.

В геологическом плане Заганский хребет образует комплекс метаморфического ядра (КМЯ), ранее выделяемого как одноименный гранитогнейсовый вал, вытянутый в северо-восточном направлении и ограниченный с северо-запада и юго-востока мезозойскими впадинами **[7]**. Следует отметить, что отличительной чертой Западного Забайкалья в целом является присутствие здесь комплексов метаморфических ядер **[7]** и сопряженных с ними рифтогенных впадин, слагающих единый пояс северо-восточного простирания. Последний разветвляется на западную (приурочена к краевой части Сибирского континента) и восточную (приурочена к Аргунскому микроконтиненту) ветви (рисунок) **[4]**. Такое положение ветвей, вероятно, обусловлено не только длительной геологической историей региона, но и геодинамическими особенностями закрытия Палеоазиатского океана и последующей тектоники **[1, 2, 7]**. Существует мнение, что КМЯ связаны с процессами континентального растяжения, поскольку в большинстве случаев они ассоциируют с мелкими впадинами, что указывает на их формирование в процессе рифтогенеза на постколлизионном этапе развития рассматриваемой территории **[7]**. По всей вероятности, данная ситуация должна проявляться и в характере местной сейсмичности.

В связи с этим в нашей работе рассматривается соотношение Заганского КМЯ с проявлениями современной сейсмической активности, в частности с произошедшим здесь 1 февраля 2011 г. землетрясением с Mw=4.7. Его очаговые параметры (глубина гипоцентра, моментная магнитуда, скалярный сейсмический момент и фокальный механизм) были определены путем расчета тензора сейсмического момента по амплитудным спектрам поверхностных волн с привлечением данных о знаках первых вступлений объемных волн на региональных станциях. Оценка глубины гипоцентра (h=26 км) показала, что очаг данного события, приуроченный к зоне контакта северо-западного склона Заганского хребта и Тугнуйской впадины, по всей вероятности, связан с областью сочленения листрического разлома с плоскостью главного срыва и, соответственно, контролируется структурой КМЯ. Это подтверждает и фокальный механизм землетрясения, согласующийся со сбросовой кинематикой смещений в зоне разлома. Таким образом, получены сейсмологические доказательства того, что в отдельных районах Западного Забайкалья на современном этапе развития продолжаются процессы континентального растяжения земной коры, хотя и с небольшой интенсивностью.

[1] *Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О.* Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 29–40.

[2] *Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E.* Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // Journal of the Geological Society. 2008. V. 165. P. 405–421.

[3] *Голенецкий С.И., Демьянович М.Г., Семенов Р.М., Ясько В.Г., Авдеев В.А., Кашкин В.Ф., Мишарина Л.А., Серебренников С.П.* Землетрясение 2 октября в Западном Забайкалье // Землетрясения в СССР в 1980 году. М.: Наука, 1983. С. 59–65.

[4] *Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Зорин Ю.А. и др.* Природа гранитогнейсовых валов Забайкалья // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск, 1995. Т. 1. С. 94–96.

[5] *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.* / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.

[6] *Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы* / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, СО, 1977. 303 с.

[7] *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.

[8] *Уломов В.И.* Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации – ОСР-2012 // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 40, № 4. С. 5–20.

ПИКРИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

А.С. Мехоношин, М.Ю. Подлипский**, А.А. Дорошков*, Т.Б. Колотилина**

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Проблема выделения индикаторных комплексов при палеореконструкциях на протяжении многих лет вызывает пристальный интерес исследователей. В этом плане производные пикритовых и пикробазальтовых магм являются одними из показательных образований, на примере которых можно проследить эволюцию развития крупных регионов, проводить геодинамические построения. И особо важным моментом является то, что с этими комплексами могут быть связаны месторождения медно-никелевых и платиновых руд.

Вдоль западного берега озера Байкал выходят комплексы выступа фундамента Сибирского кратона, сложенные нижнепротерозойской вулканогенно-осадочной толщей сарминской серии и прорывающими ее приморскими гранитоидами возраста 1.86 млрд лет **[1]**. Кроме того, здесь встречаются тела ультрабазитов, относимые к чайскому комплексу, которые были обнаружены при геолого-съемочных работах 1:200000 масштаба, проведенных Д.И. Калининой и А.С. Кульчицким.

Среди многочисленных массивов нами детально изучены четыре – Улан-Ханский, Морянский, Зундукский и Онгуренский. Они представляют собой линзообразные крутопадающие тела, ширина выходов на поверхность составляет 50–200 м, при протяженности до 2 км. Массивы Улан-Хан и Зундук сложены дифференцированным рядом пород, меняющих свой состав от пикритов до пикродолеритов, а Морянский и Онгуренский – порфировидными пикритами. Породы изменены в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, и в большинстве случаев первичные минералы сохранились только в виде реликтов. В краевых зонах массивов ультрабазиты превращены в тальк-хлорит-серпентиновые сланцы. В наименее измененных породах сохраняется до 50 % первичных минералов, представленных оливином, хромдиопсидом и, реже, бронзитом. Практически во всех породах сохраняются хромшпинелиды. Внутри массивов присутствуют вкрапленные сульфидные руды, иногда с минералами платиновой группы (рис. 1).

Оливины в массивах с четко выраженной зональностью, характеризующейся изменением содержаний фаялитового компонента от 17 до 28 %. Ортопироксены представлены бронзитом с повышенными содержаниями хрома, алюминия. Клинопироксены – хромдиопсиды. Состав

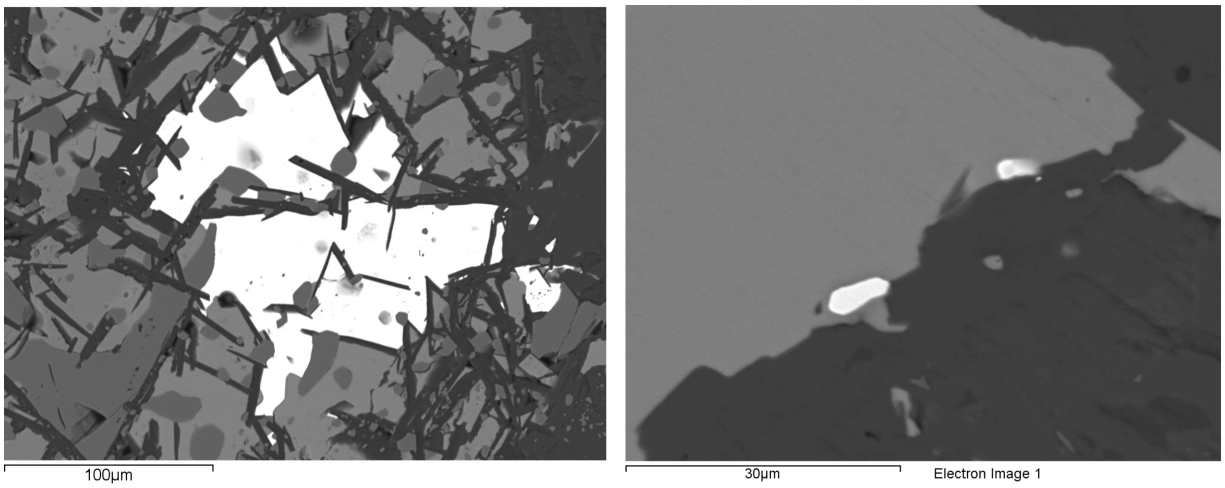


Рис. 1. Висмутотеллуриды палладия в халькопирите.

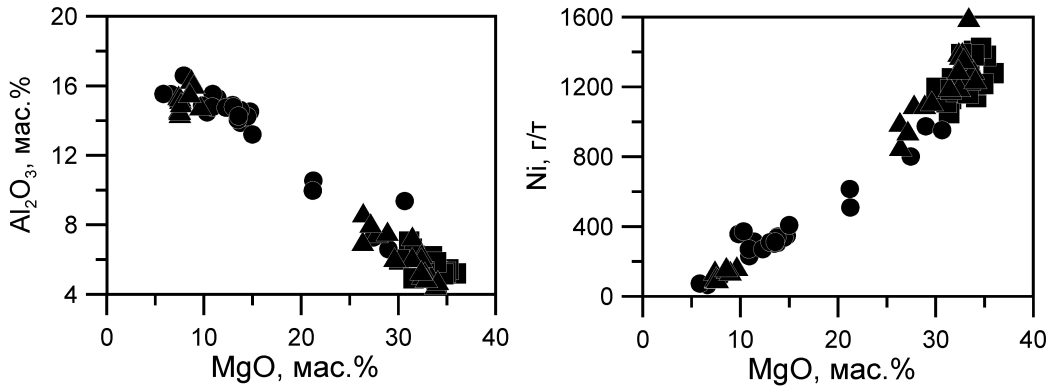


Рис. 2. Состав ультрабазитов Приморского хребта. Массивы: Улан-Хан (круг), Зундук (треугольник) и Морянский (квадрат).

хрошпинелидов является одной из особенностей ультрабазитов Приморского хребта. Они относятся к низкоглиноземистым разностям (9–10 мас. % Al_2O_3), характеризуются низкими содержаниями магния, алюминия и высокими – марганца (до 3 мас. %) и цинка (до 1 мас. %), что роднит их с коматиитами Австралии. В них наблюдается как магматическая, так и метаморфическая зональность.

Сульфидные минералы представлены ассоциацией халькопирит-пирротин-пентландит, в которой пирротин и пентландит находятся в равных соотношениях и на них приходится ~80 %. Минералы элементов платиновой группы присутствуют в виде мелкой вкрапленности, размером 3–4 микрон, локализующейся в сульфидах, и по составу отвечают висмутотеллуридам палладия и сперрилиту.

По уровню содержаний щелочей породы массивов относятся к нормальнощелочному подотряду. Для них характерен значительный разброс содержаний петрогенных и редких элементов (рис. 2). Породы имеют однотипное распределение редкоземельных элементов, со значительным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым – $(Ce/Yb)_N$=2.6–5.8 и средним – $(La/Nd)_N$=1.7–4.0 (рис. 3). При этом отмечается увеличение суммы РЗЭ с уменьшением магнезиальности пород. Подобный тип кривых распределения РЗЭ характерен для плагиоперидотитов Среднечеремшанского и Йоко-Довыренского массивов (рис. 3).

Опираясь на геологические взаимоотношения ультрабазитов Приморского хребта с вмещающими и перекрывающими их комплексами, можно предположить, что возраст их образования отвечал неопротерозою, что в совокупности с минералого-геохимическими данными, в

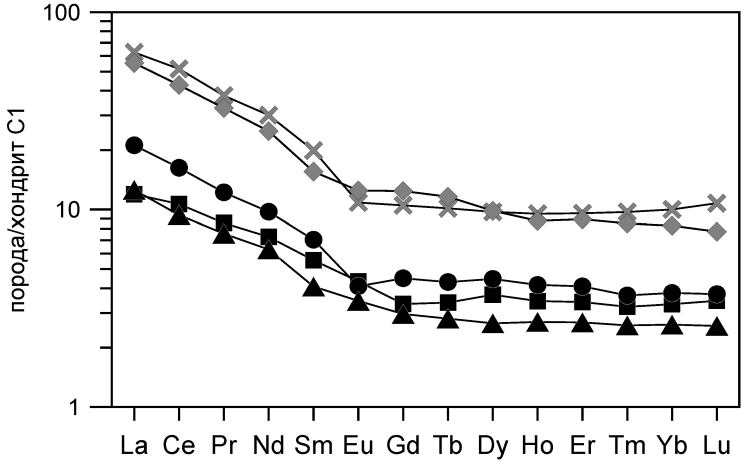


Рис. 3. Распределение РЗЭ в ультрабазитах Приморского хребта (условные обозначения см. рис. 2), в плагиоперидотитах Йоко-Довыренского (ромб) и Среднечеремшанского (косой крест) массива.

том числе и с характером распределения элементов платиновой группы, позволяет сопоставлять их с ультрабазитами центральной части Восточного Саяна, вмещающими медно-никелевые руды **[2, 3]**, и с дайкообразными телами плагиоперидотитов из окружения Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) **[3]**. Таким образом, в настоящее время с определенной долей осторожности можно связывать образование пикритоидов Западного Прибайкалья с Франклинской крупной изверженной провинцией **[4]**.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-12026-офи-м, 14-05-00747 и 15-05-08843).

[1] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.* Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.

[2] *Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.* Сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение массивов Гутаро-Удинской металлогенической зоны (юг Сибири) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург, 2009. Т. 2. С. 49–51.

[3] *Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсоев Д.А., Колотилина Т.Б.* Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 11. С. 1689–1704.

[4] *Ernst R.E., Söderlund U., Hamilton M.A., Chamberlain K.R., Bleeker W., Okrugin A.V., LeCheminant A.N., Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Metelkin D., Buchan K.L., Gladkochub D.P., Didenko A.N., Hanes J.A.* Long-term neighbors: reconstruction of Southern Siberia and Northern Laurentia based on multiple LIP barcode matches over the interval 1.9–0.7 Ga // LIPs, mantle plumes and metallogeny in the Earth's history: Extended abstract of International conference, Irkutsk–Listvyanka, 2015. P. 29–30.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЯ ТУРКА-КУРБИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.Р. Минина, *Л.И. Ветлужских*

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

Турка-Курбинская структурно-формационная зона (СФЗ), согласно современным моделям геодинамического развития Байкальской складчатой области, рассматривается как часть Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС) и объединяет Туркинскую и Курбинскую подзоны **[6, 7**]. В пределах Туркинской подзоны работами последних лет было установлено сравнительно широкое распространение отложений первой половины верхнего палеозоя, слагающих северо-западную часть крупного Ямбуйского ксенолита **[5–7]**.

Наши исследования проводились в пределах Курбинской подзоны Турка-Курбинской СФЗ. Палеозойские отложения здесь слагают разрозненные ксенолиты среди гранитоидных образований. Наиболее крупный из них Атхинский ксенолит (около 50 км^2) расположен в бассейне одноименной реки (левый проток р. Курбы) и сложен в основном терригенно-карбонатным комплексом нижнекембрийской курбинской свиты **[1, 4]**. В структурном отношении ксенолит состоит из пяти тектонических блоков, имеющих форму пластин, линз и разделенных разломами. Разломы фиксируются мощными зонами дробления, катаклаза, милонитизации. Все породы в той или иной степени тектонизированы с переходами в тектониты в краевых частях блоков. Первые сведения о присутствии в бассейне р. Атхи отложений первой половины верхнего палеозоя были получены нами ранее, когда в карбонатно-терригенных породах, включавшихся в состав курбинской свиты, были установлены единичные хитинозои и миоспоры, распространенные в силуре – девоне **[4]**.

Наши биостратиграфические исследования позволили выделить в курбинской свите четыре пачки: терригенную, карбонатную, сланцево-известняковую и органогенную. Терригенная, алевролито-песчаниковая, пачка сложена чередованием (первые сантиметры) песчаников и алевролитов с прослоями известковистых алевролитов и слагает отдельный блок в южной части участка. Песчаники зеленовато-серые, преимущественно кварцевые с примесью полевых шпатов, средне- и тонкозернистые, слоистые, с поверхности ребристые, с карбонатным цементом. Алевролиты темно-серые тонкозернистые, полевошпат-кварцевые, тонкослоистые (мощность слойков 1.0–0.5 см), в отдельных прослоях, обогащенных известковистым материалом, обнаружены пористые образования овальной формы, в которых определены плохой сохранности мшанки (O-D). В алевролитах также выделены миоспоры, среди которых преобладают *Converrucosisporites salebrosus* (Naum.) Oshurk., *Dictyotriletes trivialis* Naum., *Reticulatisporites perlotus* (Naum.) Obukh. (D_3), *Dictyotriletes parvus* Kedo (D_3fm-C1t). Возраст пачки мы считаем позднедевонским (возможно фаменским). Карбонатная, известняково-доломитовая, пачка представлена чередованием светло-серых массивных, неслоистых доломитов с характерными водорослево-коралловыми биостромами, биогермами и серых, темно-серых доломитистых известняков тонковолнисто-слоистых. Биогермы представляют собой маломощные тела, сформированные водорослями и кораллами. Среди водорослей определены удотеневые и сифоновые (S-D), красные рода *Solenopora* (O-D). Кораллы представлены табулятами рода *Thamopora* (S-D). В серых тонкослоистых известняках выделены конодонты (определения здесь и далее В.А. Аристова, ГИН РАН, г. Москва) *Polygnathus sp.* (D, возможно D_3), *Palmantolepis cf. transitans* Mull. (D_3f) и установлены миоспоры (определения здесь и далее Л.Н. Неберикутиной, ВГУ, г. Воронеж), среди которых встречены *Lophozonotriletes cocessus* Naum., *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Bal. et Hass., *Lophozonotriletes cocessus* Naum., *Lophozonotriletes grandis* Naum. (D_3-C_{1-2}), *Apiculatisporites similis* (Naum.) Oshurk (D), *Knoxisporites strangularis* (Naum.) Oshurk. (D_3f). Миоспоры и конодонты определяют позднедевонский, франский возраст пачки. Сланцево-известняковая пачка представлена переслаиванием (от 1 до 3 м) темно-серых до черных алевритистых известняков, светло-серых мелкозернистых тонкослоистых доломитистых известняков и известковистых битуми-

нозных доломитов со стиллолитовыми швами и прослоями филлитовидных серых, тонкозернистых, тонкослоистых, плитчатых алевросланцев (слоистость выражена в чередовании карбонатно-глинистых и алевритистых биотурбированных слойков) и включает прослои и линзы карбонатных внутриформационных брекчий. Сланцево-известняковая пачка наращивает и, видимо, по латерали замещает известняково-доломитовую пачку, биогермы последней часто облекаются глинистыми известняками и известково-глинистыми сланцами. В глинистых известняках установлены обрывки удотенеевых и сифоновых водорослей, одиночные кораллы и редкие тентакулиты. В темно-серых плитчатых алевритистых известняках с прослоями аргиллитов найдены многочисленные скопления раковин тентакулит рода *Tentaculita* (S-D), которые представляют собой конические образования (до 1 см) с видимой ребристо-кольцевой структурой с поверхности выветривания, и конодонты *Palmantolepis sp.* (D_3). В карбонатно-терригенных и терригенных породах выделен богатый комплекс миоспор. В его составе преобладают виды *Lophotriletes trivialis* Naum., *Converrucosisporites salebrosus* (Naum.) Oshurk., *Apeculatisporis similis* (Naum.) Oshurk., *Reticulatisporites perlotus* (Naum.) Obukh., *Ambitisporites conspersus* (Naum.) Oshurk. (D_3, D_3-C_1), *Dictyotriletes parvus* Kedo, *Knoxisporites dedaleus* (Naum.) Agrali, *Reticulatisporites grandiformis* (Kedo) Oshurk. (D_3fm-C_1t), *Verrucosisporites mesogrumosus* (Kedo) Byv. (D_3fm^3-C_1t). Виды *Converrucosisporites megalotelis* (Naum.) Oshurk., *Diaphanospora zadonica* (Naum.) Avkh., *Kedoesporis angulatus* (Naum.) Obukh., *Stenozonotriletes reticulatus* Naum. характерны для фаменского яруса верхнего девона, а *Hymenozonotriletes multirugatus* Kedo – для верхнефаменского подъяруса. Возраст пачки определяется поздним девоном, а миоспоры позволяют ограничить ее стратиграфическое положение верхней частью фаменского яруса. Органогенная пачка сложена серыми, темно-серыми до черных известняками, мелко-тонкозернистыми, битуминозными с органогенно-обломочными текстурами и мелкомасштабной линзовидной слоистостью, обусловленной чередованием глинистых и алевритистых слойков. Известняки образуют плитчатые отдельности с неровными поверхностями напластования и глинистыми примазками и слагают линзообразные горизонты среди пород сланцево-известняковой пачки. В глинистых известняках содержатся видимые остатки илоедов, фрагменты трилобитов, брахиопод. При химическом растворении выделены многочисленные мелкие фрагменты трилобитов (кранидии, пигидии, свободные щеки), хитинозои, проблематичные трубчатые образования **[2, 3].** Трилобиты представлены надсемейством *Trinucleoidea* ($Є_3$-S_1) и семейством *Anomocaridae* ($Є_3$-O) **[2–4].** В этом году были собраны макроостатки трилобитов удовлетворительной сохранности. Возраст известняков пока определяется в широком возрастном диапазоне – от верхнего кембрия до нижнего силура.

Известняково-доломитовая и сланцево-известняковая пачки с горизонтами органогенно-обломочных известняков слагают тектонические пластины в центральной, западной и северной частях Атхинского ксенолита. По составу, строению и возрасту они хорошо сопоставляются с нижней частью разреза пановской свиты Туркинской подзоны, содержащей линзы обломочного материала с разновозрастной фауной **[6].** Отложения этих пачек формировались, скорее всего, в условиях погруженной окраины стабильного карбонатного шельфа с влиянием привноса кластического материала (тентакулиты, конодонты свидетельствуют об относительно глубоководных обстановках). Мы предполагаем, что породы органогенной пачки накапливались в области, прилегающей к подводному склону, или у его основания, и относятся к классу тектоно-гравитационных микститов. Терригенная пачка, скорее всего, формировалась в обстановках терригенного шельфа. В ее верхней части присутствуют интенсивно биотурбированные тонкообломочные осадки с остатками морской фауны (колонии мшанок).

Таким образом, возраст изученной части разреза курбинской свиты надежно определяется поздним девоном, франом для нижней части разреза и фаменом для верхней. Из состава нижнекембрийской курбинской свиты Атхинского ксенолита мы выделяем осадочный комплекс первой половины верхнего палеозоя как атхинскую толщу верхнего девона, сопоставимую с девонскими отложениями Туркинской подзоны.

[1] *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 1996. 153 с.

[2] *Ветлужских Л.И.* Стратиграфия кембрия Саяно-Байкальской горной области // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Материалы III Всероссийского совещания. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 55–58.

[3] *Ветлужских Л.И.* Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 18 с.

[4] *Далматов Б.А., Ветлужских Л.И.* О наличии двух разновозрастных карбонатных толщ в Курбино-Туркинском районе Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1994. С. 16–18.

[5] *Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С.* Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38–46.

[6] *Минина О.Р.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция): Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. 36 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.

НАЧАЛО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ИРКУТСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Е.А. Михеева, Е.И. Демонтерова*, А.В. Иванов*, Л.З. Резницкий*, А.В. Аржанникова*, С.Г. Аржанников*, А.О. Фролов*, Х. Хё***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mikheeva@crust.irk.ru
**Пекин, Китай, Институт геологии и геофизики КАН

В отложениях ранней и средней юры Иркутского угольного бассейна в разное время были обнаружены вулканогенные и вулканогенно-осадочные прослои, по которым имелись лишь обрывочные сведения. По литературным данным и геолого-съемочным отчетам, горизонты вулканогенно-осадочных пород отмечены в отложениях (снизу вверх) черемховской, присаянской, кудинской свит и их аналогах в зоне Ангаро-Котинской межгорной впадины **[1–3]**. Наибольшее распространение имеют туффиты в Прииркутской впадине Присаянского прогиба и Ангаро-Котинской межгорной впадине. Здесь вулканогенно-осадочные породы залегают в виде линз, прослоев и горизонтов, достигая максимальной мощности 18 м (кудинская свита) в Прииркутской впадине **[3]**. Так, в районе Иркутска по данным бурения установлено три горизонта риолитовых туфов и туффитов мощностью 17.4, 7.5 и 13.2 м (снизу вверх), к которым местами приурочена цеолитовая минерализация **[2, 3]**. По данным геолого-съемочных работ, в районе Усть-Ордынской синеклизы, в отложениях черемховской и кудинской свит, обнаружены туфогенные породы общей мощностью около 2 м **[2]**. В Ангаро-Котинской межгорной впадине псаммитовые и алевропеллитовые туфы и туффиты кислого состава отмечаются на протяжении всей юрской толщи **[3]**. В центральной части бассейна в зоне платформенного крыла на разрезе Азейского и Черемховского угольных месторождений отмечены каолинитовые прослои (тонштейны), залегающие в угольном пласте средней (угленосной) подсвиты черемховской свиты **[4]**. На Азейском месторождении описано от трех до пяти тонштейнов, мощностью 0.1–20.0 см, предположительно сформировавшихся при выпадении пирокластического вещества липаритового состава из пепловой тучи **[4]**.

Наличие кислых вулканогенных отложений в осадочных разрезах Иркутского угольного бассейна дает принципиальную возможность получить ограничения времени его формирования на абсолютной геохронологической шкале посредством U-Pb датирования цирконов. С этой целью нами исследованы два образца вулканогенно-осадочных пород, опробованных в Прииркутской впадине. Первый отобран на 19-м километре трассы Иркутск–Качуг (J-14-13) и представлен окремненным туфопесчаником кудинской свиты. Подобный по химическому составу прослой обнаружен в стратотипе кудинской свиты, в 2 км севернее дер. Жердовка. Второй, образец туффита, карбонатизирован и отобран в придорожном карьере в районе пос. Бухун (J-14-37), он относится к черемховской свите. Вулканогенно-осадочная природа образцов обосновывается петографическими, минералогическими и геохимическими исследованиями.

Минеральный состав обоих образцов исследован при помощи растрового сканирующего электронного микроскопа MIRA 3LMU в аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Цирконы выделены в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск) и датированы U-Pb методом с помощью ионного зонда Cameca IMS 1280-HR в Институте геологии и геофизики КАН (г. Пекин).

Слой окремненного мелкозернистого туфопесчаника (J-14-13), цветом от светло-серого до белого и мощностью 1.5–1.8 м, имеет слоистую и пепловую текстуру, кристалло-литовитрокластическую структуру. Обломочный материал представлен: гранитоидами, эффузивными породами среднеосновного состава, кварцитами, пепловыми обломками вулканического стекла; кристаллами – кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, слюд (биотит, мусковит), эпидота, циркона, апатита, монацита, пироксена, ильменита, титанита, рутила и турмалина. Зерна минералов неокатанные, либо плохо окатанные. Цемент представлен девитрифицированным

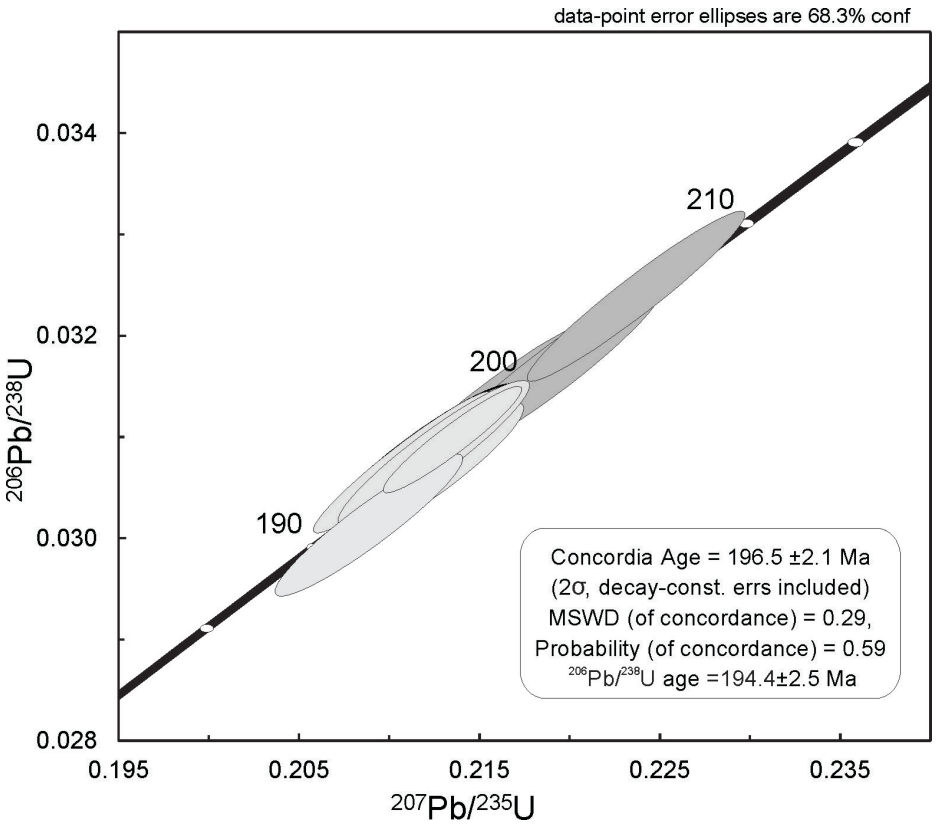


Диаграмма с конкордией для туфоизестняка (J-14-37). Возраст рассчитан по пяти зернам циркона, показанным светло-серым цветом.

вулканическим стеклом в виде черепков причудливой формы. Плагиоклазы в образце J-14-13 имеют состав от среднего до кислого, пироксены в основном безмагниевые. Таким образом, вещественный состав самой породы неоднороден. Из этого образца датировано 21 зерно циркона, из которых 8 анализов характеризуются либо слишком высокими концентрациями первичного свинца, либо дискордантностью (более 10 %). Оставшиеся 13 анализов дают большой разброс по возрастам. Условно (учитывая малое число анализов) можно выделить семь возрастных групп: 1) 2660.1±4.2 млн лет (одна датировка), 2) 503.2±7.6 млн лет, 3) 418.8±8.3 млн лет, 4) 333.9±4.8 млн лет, 5) 245.0±5.1 млн лет и 6) 180.8±2.9 млн лет (единичная датировка для самого молодого циркона). Все датировки рассчитаны по $^{206}Pb/^{238}U$ с коррекцией на ^{207}Pb, за исключением самой древней датировки, рассчитанной по $^{207}Pb/^{206}Pb$. По-видимому, все датировки характеризуют детритовые цирконы, и ни одна из них не может быть использована в качестве возраста осадконакопления кудинской свиты. Самая молодая датировка имеет тоарский возраст (ранняя юра), тогда как по биостратиграфическим данным кудинская свита относится к аалену и байосу (средняя юра) **[3, 5]**.

Слои карбонатизированного средне- и мелкозернистого туфоизвестняка (J-14-37) имеют темно-серый цвет в обнажении. Их мощность составляет от 10–15 см до 0.5 м. Цемент базальный, кальцитовый. Пирокластический материал представлен реликтами серповидных и рогульчатых пепловых обломков предположительно вулканического стекла. Остальная масса представлена неокатанными или плохо окатанными кристаллами циркона, барита, ильменита, титанита, лейкоксена, рутила, кварца, апатита, плагиоклаза. В образце J-14-37 все плагиоклазы имеют кислый состав. Таким образом, для туфоизвестяка вещественный состав более однороден. Из этого образца датировано 19 зерен циркона, из которых 10 анализов характеризуются либо слишком высокими концентрациями первичного свинца, либо дискордантностью (более 10 %). Оставшиеся девять анализов условно можно разделить на три группы: 1) 504.4±7.4 млн лет (одно наиболее древнее зерно), 2) 201.1±3.8 млн лет и 3) 194.4±2.5 млн лет (последняя наиболее широко представленная группа из пяти цирконов) (рисунок). Весьма вероятно, что

самая молодая группа цирконов отражает время формирования черемховской свиты. Если это так, то ее осадконакопление происходило в синемюре, а не в плинсбахе, как считалось ранее **[3, 5 и ссылки в них]**.

Таким образом, нами впервые получены U-Pb датировки по цирконам из вулканогенно-осадочных отложений Иркутского угольного бассейна, которые могут говорить о том, что его формирование началось на несколько миллионов лет раньше, чем считалось по биостратиграфическим данным.

[1] *Кизияров Г.П., Мешалкин С.М.* Первая находка вулканических туфов в юре Иркутского угленосного бассейна // Геология и геофизика. 1978. № 2. С. 138–141.

[2] *Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000*: Серия Ангарская, Лист N-48-XXXIII. М.: ВСЕГЕИ, 1999. 206 с.

[3] *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.

[4] *Арбузов С.И., Волостнов А.В., Ильенок С.С., Рыбалко В.И.* Природа тонштейнов Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321, № 1. С. 89–97.

[5] *Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири* (МСК СССР). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 91 с.

НОВЫЙ АНКЛАВ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ В СКЛАДЧАТОМ ВЕРХОЯНЬЕ

В.М. Мишнин, А.К. Бекренев*, А.П. Андреев*, В.С. Гриненко***

*Якутск, «ЦПСЭ» ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология», geopoisk@sakha.ru
**Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, grinenkovs@diamond.ysn.ru

На современном уровне геолого-геофизической изученности Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) картографически доказано, что она охватывает северную, центральную и южную части востока древней Сибирской платформы **[1]**, которые по отношению к продольной оси провинции (директрисы D_o) могут быть представлены в качестве тектонических сегментов, последовательно сменяющих друг друга (рисунок). Внутреннее устройство ЯКП в объеме литосферной мантии подчинено диагональной тектонической решетке **[2]**. Продольная директриса D_o решетки пересекает континент с северо-запада на юго-восток от побережья Северного Ледовитого океана до скальных утесов Охотского моря и служит продольной осью провинции, соединяющей Тогуй-Юряхское, Верхнемунское, Хомпу-Майское кимберлитовые поля и Барылайскую перспективную площадь в линейную систему. На континенте решетка обладает боковыми ребрами, которые с интервалом 200–250 км по азимуту юго-запад – северо-восток ритмично осложняют платформенный чехол на удалении до 200–300 км от директрисы. Это инъективные валы-траверсы (T_1-T_n), закартированные геологической съемкой масштаба 1:200000, прослеженные нефтяной и рудной сейсморазведкой по отражающему горизонту КВ (кембрий–венд) и по «кровле карбонатного кембрия». Все они имеют адекватное отражение в аномалиях наблюденного поля силы тяжести.

В контуре провинции траверса T_1 контролирует размещение Тогуй-Юряхского и Хара-Майского кимберлитовых полей на западной границе Республики Саха (Якутия) с Красноярским краем. Траверса T_2 определяет место локализации Верхнемунского кимберлитового поля в узле пересечения с директрисой D_o. Соответственно траверса T_3 (Умотка – Далдынский вал, по данным нефтяной геологии) определяет размещение Далдынского и Алакитского кимберлитовых полей и одиночной трубки Моркока. Траверса T_4 своим пересечением с директрисой D_o, наследующая простирание Вилюйско-Мархинской магматической зоны, контролирует место внедрения богатых на алмазы кимберлитовых тел Накынского рудного поля. Характерная особенность этого поля – преобладание дайковых тел кимберлитов (Майская, Луговая, Озерная) над классическими трубками взрыва (Ботуобинская, Нюрбинская и др.). Дайки сгруппированы в поперечную параллельную зонально-полосовую зону северо-восточного простирания с тенденцией ее разворота в субширотном направлении в приустьевой части р. Дянышка в Западном Верхоянье. Траверса T_4 через Линденский глубинный разлом субширотного простирания имеет свое фланговое продолжение в передовых складках Западного Верхоянья (Сагынджинская седловина). Здесь в 1972–1976 гг. в бас. р. Дянышка геологической съемкой масштаба 1:200000 закартированы дайки щелочно-ультраосновных магматитов. В конце 90-х годов прошлого столетия в ходе ревизионных работ в бассейне р. Дянышка (междуречье Хорунку-Юрэгэ – Дьэбэтэрэх) выделен верхнемеловой (97.5–93.5 млн лет) дянышкинский пироксенит-якутопирангитовый комплекс (малых интрузий) **[3]**. Комплекс в виде свиты отдельных сближенных (до 3–4 км) даек субширотного простирания (мощностью 3–4 м и протяженностью до 2–4 км) трассирует линейную, меридионального заложения синклиналь, сложенную мезозойскими образованиями верхоянского терригенного комплекса (ВТК). Его формируют малые тела оливин-флогопитовых с мелилитом пироксенитов, карбонатитов, а также дайки перовскитовых с флогопитом, авгитом оливинитов, биотит-амфиболовых якупирангитов, щелочных пикритов. Породы карбонатизированы, хлоритизитованы, серпентинизированы.

Траверса T_5 разделяет вулканогенно-осадочный с эвапоритами Ыгыатта-Линденский прогиб на северную и южную кулисы грабенообразной формы. Своей западной центриклиналью этот прогиб достигает Ботуобинского поднятия, где через глубинные разломы Западный, Восточный и Центральный контролирует размещение промышленно алмазоносных кимберлитовых

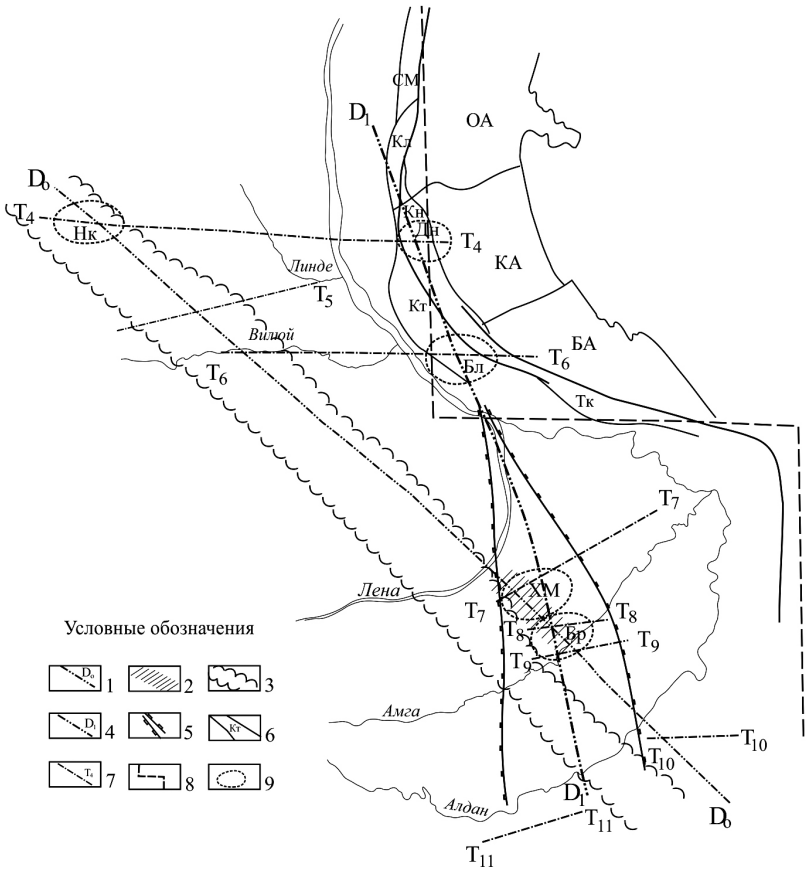


Схема внутренней структуры Якутской кимберлитовой провинции. Элементы магмоконтролирующей решетки. Группа продольных дислокаций. *1* – директриса D_0; *2* – фрагмент директрисы «магнитные струны»; *3* – кембрийский барьерный риф; *4* – субдиректриса D_1; *5* – Северо-Алданский структурный нос; *6* – продольная цепочка дислокаций «Китчанский выступ (Кт) – Кюндюдейское поднятие (Кн) – Кюдюлюнский выступ (Кл) – Соболох-Маянский вал (СМ)», осложняющие структуры мегаантиклинория: Орулганский антиклинорий (ОА), Куранахский антиклинорий (КА), Бараинский антиклинорий (БА); *7* – группа поперечных дислокаций – инъективные валы и горсты (траверсы): T_4 – Накын-Дянышка, T_5 – Срединно-Ыгыаттинский, T_6 – Хапчагайский вал: Китчанский и Тукулканский, T_7 – Татгинский, T_8 – Атырдахский, T_9 – Барылайский, T_{10} – Дыгдинский, T_{11} – Суннагинский; *8* – группа продольно-поперечных дислокаций (дизъюнктивное сочленение «Верхоянское Колено»); *9* – узлы пересечения дислокаций – реальные и прогнозируемые рудные поля: Накынское (Нк), Дянышкинское (Дн), Белянка (Бл), Хомпу-Майское (ХМ), Барылайское (Бр).

трубок. Другим местом возможного перехода еще одного анклава ЯКП в складчатое обрамление может служить Хапчагайский мегавал и его дистальное продолжение на восток в виде двух выступов доверхоянского основания (Китчанское поднятие, Тукуланский выступ). Траверса T_6 представляет собой хорошо изученный геологами-нефтяниками региональный Хапчагайский мегавал строго субширотного простирания. Траверса благоприятна для размещения потенциальных кимберлитовых полей в Вилюйской синеклизе и в Западном Верхоянье на дистальном продолжении Хапчагайского мегавала (Китчанский и Тукуланский погребенные поднятия с основанием, представленным ВТК). Признаки присутствия подобных полей обоснованы находками рубиново-красных гранатов в отложениях позднего триаса Средневилюйского газоконденсатного месторождения и находками высокобарических минералов-спутников (пироп, муассанит, куларит и др.) в различных свитах ВТК в контуре обозначенных выступов и в его окрестностях. Максимальные содержания муассанита установлены в песчаниках и гравелитах икячинской свиты среднего карбона (до 50 %), хедаличинской и муасучанской свит норийского–рэтского ярусов позднего триаса (до 44 %), семидьинской свиты плинсбахского яруса нижней юры (до 35 %). Участок повышенных содержаний минералов–спутников в ВТК можно рас-

сматривать как анклав двойного подчинения — со стороны Вилюйской синеклизы (траверса T_6) и со стороны Якутского погребенного поднятия (субдиректриса D_1). Таким образом, аббревиатура нового анклава – D_1T_6.

Директриса D_o к юго-западу от Хапчагайского мегавала пересекает южный склон Вилюйской синеклизы, а затем имеет прямое дистальное продолжение на своде Якутского погребенного поднятия (одноименного архейского кратона). Здесь она осложнена поперечными траверсами T_7 (Таттинский инъективный вал), T_8 (Атырдахский инъективный вал), T_9 (Барылайский вал), контролирующими размещение Хомпу-Майского кимберлитового поля и Барылайской перспективной рудоносной площади. На вершине погребенного свода директриса и траверсы изучены аэромагнитной съемкой масштаба 1:25000—1:10000 и наземной магнитной съемкой масштаба 1:5000. По кровле кристаллического фундамента на отрезке 110 км директрисе соответствует зонально-полосовой максимум – «магнитные струны», шириной до 40–50 км. Аномалиеобразующей является серия из двенадцати магматических тел (предположительно супердайки базит-гипербазитов мощностью до 1–2 км). По аналогии с другими древними платформами, изученными методами сейсмической томографии, следует ожидать, что подобные супердайки трассируют под осадочным чехлом мощный сквозьлитосферный «киль», благоприятный для массового внедрения алмазоносных кимберлитов. Охарактеризованные выше траверсы и их аналоги на склоне кристаллического щита (Дыгдинский вал и Суннагинский горст) попарно слева и справа под крутым углом примыкают к такому глубинному «килю» на всем пространстве Якутской алмазоносной провинции и, по сути дела, являются его боковыми шпангоутами.

По кровле карбонатного кембрия палуба этого «киля» трассирована Анабаро-Синским барьерным рифом. На вершине Якутского погребенного поднятия «киль» и его шпангоуты под острым углом пересекаются с остаточным (от склона антеклизы) Северо-Алданским структурным носом строго субмеридионального простирания. Южным торцовым ограничением структурного носа служит Суннагинский горст, а его северное острое замыкание утыкается в Нижнеалданский кайнозойский грабен. На противоположном борту грабена в зоне влияния продольно-поперечной дислокации «Верхоянское Колено» эта структура смещается к западу на 15 км и резко уменьшает свой поперечник (до 15–20 км). По материалам геологической съемки масштаба 1:200000 она имеет продолжение по меридиану 126° еще на 600 км из цепочки «Китчанский выступ – Кюндюдейское поднятие – Кюдюлюнский выступ – Соболох-Маянский вал», контролируемой краевым фронтальным надвигом со стороны складчатого обрамления. В системе координат «директриса–траверсы» данная цепочка совместно со структурным носом соответствует субдиректрисе D_1 суммарной протяженностью 1200 км. Соответственно, опознавательный индекс Дянышкинского магматического поля может быть представлен как фланговый анклав ЯКП, с аббревиатурой D_1T_4.

Изложенное свидетельствует, что внедрение меловых даек щелочно-ультраосновных пород в Западном Верхоянье не было случайным разовым событием. Наоборот, оно было подготовлено длительным (с раннего докембрия по кайнозой включительно) стадийным развитием внутренней глубинной структуры ЯКП, контролируемой диагональной тектонической решеткой директриса–траверса, предопределивших место вакантной ячейки для внедрения параллельных щелочно-ультраосновных даек, родственных алмазоносным дайкам Накынского кимберлитового поля и согласованных с ними по азимуту простирания.

[1] *Мишнин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болознев В.И.* Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 156 с.

[2] *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Геораздел Атлантика – Пацифик: главный тренд промышленно-алмазоносных таксонов большой линейной протяженности (на примере Западно-Якутского региона и его обрамления // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. С. 132–149.

[3] *Легенда Верхоянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации* масштаба 1:200000 (новая серия). Т. 1–3 / В.С. Гриненко, Ю.С. Орлов, А.М. Трущелев и др. Якутск: ГУП «ЯПСЭ» Госкомгеологии РС (Я), 1999.

О ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Ю.Ф. Мороз, С.Э. Смирнов***

*Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
**Паратунка, Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Рассмотрены вековые вариации вертикального магнитного поля в обс. Паратунка (Петропавловск-Камчатский), Какиоки (о. Хонсю) и Иркутск с 1968 по 2014 гг. Сравнительный анализ вековых ходов показал, что в 1968–1998 гг. вековые ходы подобны. В этот период проявилась интенсивная вариация напряженности в первые сотни нТл. Интересно, что в последующем – с 1998 по 2014 гг. – ситуация изменилась. В обс. Иркутск и Какиоки проявились вариации с периодом около 15 лет (возможно, период ее будет еще больше, так как вариация имеет продолжение). В то же время в обс. Паратунка вариация практически не выражена. Предполагаются причины этого явления. Не исключено, что на поведение вертикального магнитного поля оказали влияние крупные геоэлектрические неоднородности в верхней мантии, которые связываются с сильнейшими (M=7.4–7.7) землетрясениями в районе Камчатки на глубинах около 600 км.

Вековые вариации представляют изменения средних годовых значений составляющих геомагнитного поля во времени. Вековой ход геомагнитного поля получается по данным магнитных обсерваторий, осуществляющих мониторинг геомагнитного поля очень длительное время. Результаты показывают, что вековой ход не остается постоянной величиной, а меняется во времени. Так как измерения в обсерваториях осуществляются на протяжении 100–150 лет, во временном ходе могут быть выделены вариации с периодом в несколько десятков лет. Природа вариаций связывается преимущественно с внутриземными процессами, происходящими на границе нижней мантии и ядра.

Однако существуют представления, что в вариациях присутствует и внешнее поле, но вклад его крайне незначительный **[3]**. Важным вопросом геофизики является изучение вариаций векового хода и их возможной связи с глубинными геодинамическими процессами. В этой связи мы обратили внимание на поведение векового хода геомагнитного поля в обсерваториях, расположенных на материке (Иркутск), на острове Хонсю (Какиоки) и п-ове Камчатка (Паратунка). В этих обсерваториях проводились непрерывные наблюдения геомагнитного поля в последние десятки лет. По временным рядам выделены синхронные интервалы наблюдений с 1968 г. по 2014 г. Анализ выполнен по трем составляющим геомагнитного поля – H, D, Z. При этом основное внимание уделено компоненте Z, которая более чувствительна к геоэлектрическим неоднородностям среды. Сравнительный анализ вековых ходов вертикальной составляющей в обс. Паратунка, Какиоки и Иркутск свидетельствует о следующем. В поведении вековых ходов в период с 1968 г. до 2008 г. на всех трех обсерваториях выражены подобные вариации. Интенсивность вариаций составляет первые сотни нТл. Важно отметить, что с 1998 по 2014 г. в поведении годовых ходов только в обс. Иркутск и Какиоки проявились вариации с периодом примерно 15 лет. Интенсивность вариаций составляет около 100 нТл. Однако в обс. Паратунка данная вариация практически не проявилась. Возникает вопрос, почему вековой ход в обс. Паратунка отличается в последние 15 лет от вековых ходов обс. Иркутск и Какиоки. В этой связи целесообразно обратиться к данным работы **[2]**. В ней изучена глубинная электропроводность Земли по данным геомагнитных обсерваторий. В результате этих исследований установлено, что на глубине примерно 700 км существует проводящий слой в верхней мантии. Природа слоя не ясна, но его глубины приблизительно совпадают с наиболее глубокими очагами землетрясений **[1]**. В работе **[2]** отмечается аномальное поведение фаз импеданса и более высокие значения сопротивлений в зоне субдукции. Автор приходит к выводу, что аномальные значения параметров электропроводности связаны с геоэлектрическими неоднородностями в верхней мантии. Обратимся к данным векового хода в обсерваториях Паратунка, Иркутск и Какиоки. Предполагается, что вариации с периодом 15 лет и более генерируются на границе нижней мантии и

ядра. Эти вариации достигают поверхности Земли и регистрируются в обсерваториях. В случае возникновения геоэлектрических неоднородностей в верхней мантии ситуация может измениться и вариации указанного периода не проявятся в вековом ходе. Следует отметить, что в районе Камчатки в 2008, 2009, 2013 гг. произошли сильнейшие землетрясения с M=7.3–7.4. Гипоцентры расположены на глубинах около 600 км. Процессы, связанные с такими землетрясениями, протекают десятки лет, поэтому можно предположить, что в связи с такими землетрясениями возникли крупные геоэлектрические неоднородности в верхней мантии, которые отразились в вековом ходе вертикального магнитного поля в обсерватории Паратунка.

[1] *Жарков В.И.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука,1983. 415 с.
[2] *Семёнов В.Ю.* Оценка электропроводности мантии под континентами Северного полушария // Известия АН СССР, серия Физика Земли. 1989. № 3. С. 60–67.
[3] *Янковский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 591 с.

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (ПРИСАЯНЬЕ)

З.Л. Мотова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов

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

Осадочные отложения карагасской серии широко распространены на юго-западной окраине Сибирского кратона. Они протягиваются вдоль предгорьев Восточного Саяна и перекрывают раннедокембрийские образования Сибирского кратона. В составе карагасской серии традиционно выделяется три свиты (снизу вверх): шангулежская, тагульская и ипситская **[1–3]**. Шангулежская свита, с горизонтом конгломератов в основании, сложена преимущественно полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, алевролитов и доломитов. Тагульская свита, с мелкогалечными конгломератами и гравелитами в основании, сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями доломитов. Нижняя часть ипситской свиты сложена тонкозернистыми аркозовыми кварцитами, верхняя часть представлена доломитами, микрофитолитовыми доломитами и алевролитами. Согласно современным представлениям, осадконакопление карагасской серии проходило во внутриконтинентальных условиях **[4]**. Возраст карагасской серии принимается как неопротерозойский на основании находок рифейских строматолитов и микрофитолитов **[2],** а также с учетом присутствия в разрезе шангулежской свиты силлов и даек нерсинского комплекса с оценкой возраста 741±2 млн лет **[5]**.

На основании многолетних исследований **[1–4]** отложения карагасской серии выделялись как единый крупный седиментационный цикл. В последнее время появились данные о том, что терригенно-карбонатные отложения карагасской серии не являются формационно-едиными **[6, 7]**. В результате литологических исследований Ю.К. Советова и Л.В. Соловецкой **[7]** было отмечено резкое стратиграфическое несогласие между тагульской и ипситской свитами. Кроме того, проведенные петрографические исследования позволили зафиксировать существенные отличия кластогенной компоненты между фациально-однотипными отложениями шангулежской и тагульской свит от более тонкозернистых пород ипситской свиты **[8, 9]**. В результате седиментологического изучения отложений карагасской серии выяснилось, что терригенно-карбонатные толщи нижележащих шангулежской и тагульской свит формировались в короткий промежуток времени вблизи источника сноса, об этом свидетельствуют плохая и средняя степень окатанности и сортировка обломочного материала, массивная текстура отложений, а также выдержанность вещественного состава. Породы верхней – ипситской – свиты характеризуются тонкозернистым, хорошо окатанным и отсортированным кластическим материалом, часть которого имеет эоловое происхождение, что указывает на удаленность бассейна седиментации от области источника сноса. Кроме того, для терригенных отложений ипситской свиты характерна микрослоистая текстура, с чередованием микрослоев различной размерности (аргиллит-алевролит) **[7, 9]**. Резюмируя вышесказанное, можно предположить, что во время накопления терригенных отложений карагасской серии имели место перерыв в осадконакоплении и смена геодинамического режима бассейна седиментации. Подтверждение таких неоднозначных выводов потребовало дополнительных исследований, результаты которых приведены в данной работе.

С целью уточнения вещественного состава и установления основных источников сноса терригенных отложений карагасской серии были проведены литогеохимические, петрографические и геохронологические исследования. Терригенные породы шангулежской свиты были изучены в шести разрезах, тагульской свиты – в трех разрезах по левому и правому бортам р. Бирюса. Отложения ипситской свиты были изучены в двух разрезах в бассейне среднего течения р. Бирюса, а также в разрезе по левому борту р. Уда в районе урочища Муксут. В результате петрографического анализа терригенных пород всех трех свит выяснилось, что вещественные характеристики изученных пород в целом аналогичны друг другу. Все исследуемые породы разделились на три группы: кварцевые песчаники, аркозовые песчаники и алевропесчаники,

а также карбонатные песчаники. Обломки пород представлены главным образом гранитоидами и кварцитами. В составе тяжелой фракции присутствуют минералы исключительно гранитной специфики (турмалин, рутил, циркон, апатит). Представленные ранее авторами литогеохимические характеристики терригенных отложений карагасской серии **[8, 9]** позволили установить аналогичность геохимических характеристик для пород всех трех свит серии. На основании проведенных исследований было установлено, что отложения карагасской серии образовались преимущественно за счет разрушения пород кислого состава.

Изотопные исследования детритовых цирконов из отложений карагасской серии методом LA-ICP-MS проводились в Университете наук о Земле (Пекин, КНР) и в корпорации «Apatite to Zircon, Inc.» (США). Оценки возраста детритовых цирконов из песчаников шангулежской свиты охватывают интервал от 1730 до 3778 млн лет с основными пиками (млн лет): 1730, 1823–1900, 2465–2600, 2940–3200, максимальные пики соответствуют возрасту 1823–1900 млн лет. Возраст самого молодого детритового циркона из песчаников тагульской свиты составил 1675 млн лет, самого древнего – 3399 млн лет. Основной пик оценок возраста приходится на 1885 млн лет. Оценки возраста для остальных цирконов характеризуются следующими пиками (млн лет): 1750, 2000, 2295, 2400, 2500, 2695, 2800, 2900. Возраст самых молодых детритовых цирконов в песчаниках ипситской свиты – 610 млн лет (два зерна), самого древнего – 3250 млн лет. Основной пик возраста приходится на 1863 млн лет. Для остальных цирконов были получены следующие оценки возраста (млн лет): 865 (одно зерно), 1637, 1982, 2310, 2490, 2517, 2630, 2722 и 2948.

Полученные в ходе проведенных исследований результаты позволили сделать следующие выводы:

1. Согласно петрографическим и литогеохимическим характеристикам терригенных пород карагасской серии, накопление отложений серии происходило в основном за счет разрушения кислых пород, а учитывая обилие гранитных обломков в кластогенной части пород и минеральный состав тяжелой фракции, можно предположить что основным поставщиком обломочного материала в бассейн седиментации являлись гранитоиды.

2. Наибольшее количество зерен детритовых цирконов из отложений всех трех свит серии соответствует возрасту гранитоидов саянского комплекса (1880–1840 млн лет), распространенных в Присаянском краевом выступе Сибирского кратона, что может указывать на него как на один из основных поставщиков обломочного материала в бассейн седиментации.

3. Возрастные спектры, полученные по цирконам из двух нижних свит карагасской серии (шангулежская и тагульская), указывают на Сибирский кратон как возможный источник терригенного материала.

4. Появление неопротерозойских цирконов в песчаниках ипситской свиты может свидетельствовать о наличии дополнительного источника обломочного материала во время накопления отложений свиты, что кардинально отличает ее от нижележащих стратоподразделений. Это обстоятельство подтверждает сделанные ранее предположения Ю.К. Советова с соавторами о возможности существования продолжительного перерыва в осадконакоплении, отделяющего ипситскую свиту от отложений шангулежской и тагульской свит.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 13-05-00048).

[1] *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

[2] *Решения всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Ч. 1. Новосибирск, 1983. 214 с.

[3] *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

[4] *Эволюция южной части Сибирского кратона.* Интеграционные проекты СО РАН. Вып. 11 / Ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.

[5] *Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M.* Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. P. 260–278.

[6] *Советов Ю.К., Кречетов Д.В., Соловецкая Л.В.* Предвендский седиментационный цикл (сиквенс) Присаянья: условия осадконакопления и литостратиграфическая корреляция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 84–86.

[7] *Советов Ю.К., Соловецкая Л.В.* Великие постгляциальные сухие пустыни позднего докембрия – новые перспективы для корреляции криогения // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 277–278.

[8] *Мотова З.Л., Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Донская Т.В., Корнилова Т.А., Мазукабзов А.М.* Петрохимическая характеристика терригенных пород нижней части Карагасской серии неопротерозоя Бирюсинского Присаянья // Вестник ИрГТУ. 2015. № 3. С. 81–93.

[9] *Мотова З.Л.* Особенности литохимического состава и источники вещества терригенно-карбонатных отложений карагасской серии (ЮЗ окраина Сибирского кратона) // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике: Материалы III Всероссийской молодежной конференции (г. Улан-Удэ, п. Горячинск, 24–29 августа 2015 г.). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2015. С. 81–83.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СВЯЗЬ СИЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕРИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КРАЙСТЧЕРЧ 2010–2011 ГГ. (НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ)

А.В. Новопашина

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, anek_sanek@mail.ru

Существуют общие предпосылки проявления миграционного процесса сейсмической активности. Например, в ряде случаев область миграции включает разломы с различной взаимной топологией и проходит в зонах сопряжения крупных тектонических структур. Пространственно-временная последовательность, включающая разрушительные землетрясения Крайстчерч района Кентербери центральной части Южного острова Новой Зеландии, является примером миграции, проявляющейся в цепи разломов, осложненных областями сопряжения с разломами другого порядка, а также в промежутках между тектоническими структурами, разделенными перемычкой.

Серия землетрясений Кентербери характеризуется высокой энергией, малой глубиной и расширенными сериями афтершоков **[1, 2]**. Главный толчок – землетрясение Дарфилд (M_w=7.1) – произошел 4 сентября 2010 г. в зоне разлома Гриндел, являющегося правым сдвигом **[3]**, расположенным в южной зоне сжатия Южного острова Новой Зеландии **[4]**. Район Кентербери находится в 100 км от сдвиговой системы Марлборо, к востоку от Альпийского разлома, реализующего 70–75 % от движения между Австралийской и Тихоокеанской плитами **[5]**. Разлом Гриндел осложнен взбросами: Северным и Южным Чаринг-Кросс **[6]**. Землетрясение Дарфилд произошло в области сопряжения центрального сегмента Гриндел и указанных взбросов (рисунок).

События Крайстчерч 2011 г. являются наиболее сильными афтершоками землетрясения Дарфилд из более 3000 афтершоков магнитудой $M \geq 3$, которые повлекли за собой сильные разрушения города Крайчерч и жертвы **[2, 5]**. Афтершок Крайстчерч (M_w=6.2) 2011 г. считается самым сильным **[5]**. Его эпицентр располагался в 6 км к юго-востоку от центра города Крайстчерч, в 40 км от эпицентра главного толчка. Событие произошло 172 дня спустя (22 февраля 2011 г.) в зоне разлома Портхилз **[1]**, затем было еще два землетрясения: 13 июня 2011 г. всего в нескольких километрах к юго-востоку от предыдущего события – толчок магнитудой M_w=6.0 в зоне разлома Портхилз и 23 декабря 2011 г. на шельфе, в 10 км к востоку от центра города, в зоне сочленения разломов Сибиди (CBD) и Пенсула (рисунок) – толчок магнитудой M_w=5.9 **[2]**.

Афтершоки землетрясения Дарфилд существенно выходят за пределы очага, при этом в эпицентральном поле наблюдается тенденция распространения концентраций эпицентров землетрясений разной силы в субширотном направлении с запада на восток от главного события более чем на 60 км, включая афтершоки сильных событий, в работе **[6]** названная миграцией. Нами произведена пространственно-временная визуализация суммарной сейсмической энергии прямоугольных зон с различной ориентацией осей симметрии, на которые проецируются данные об энергии (параметр LgE_{sum} на диаграмме), показывающая, в каком направлении имела место миграция сейсмической активности, и сопоставлены данные о миграции с имеющимися результатами исследований разломно-блоковой тектоники для более детального понимания причин и следствий возникновения процесса мигрирования. Для анализа использован композитный каталог ISC диапазона магнитуд M_w=2.0–7.6. Подробно методика проецирования описана в работе **[7]**.

Миграцию в сейсмическом процессе можно разделить на два вида. Первый – это быстрое (первые секунды) распространение афтершоков, сопровождающееся лавинообразным вспарыванием поверхности наибольших амплитуд. Так, в первые секунды после землетрясения Дарфилд разрыв начался на взбросе Южный Чаринг-Кросс, затем разрыв произошел по разлому Гриндел в обоих направлениях, достигнув максимального поверхностного смещения 5 м.

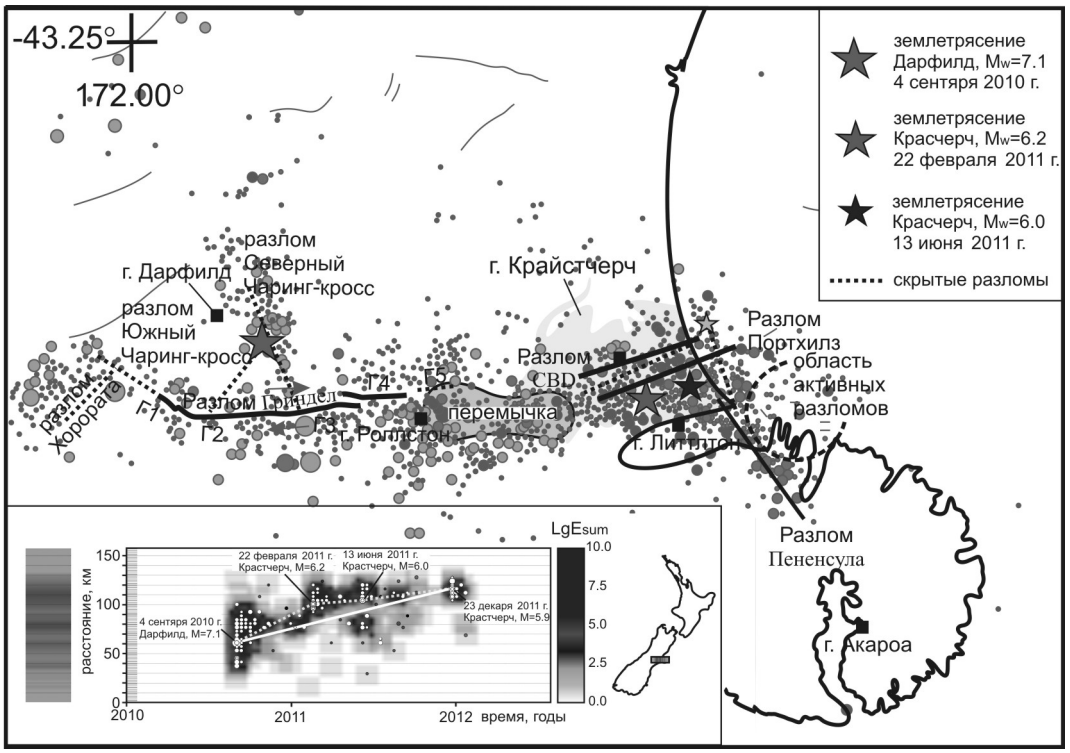


Схема разломов региона Крайстчерч (Новая Зеландия). Кружками отмечены землетрясения с магнитудой $5.9>M_w\geq3$. На врезке – пространственно-временная диаграмма параметра суммарной энергии для области проецирования сейсмических данных (аз. 90°).

Разрыв в основном шел по направлению к Крайстчерч с преобладанием правого сдвига с небольшой нормальной составляющей. Далее вскрылся разрыв возле разлома Хорората, достигая максимального смещения 2.8 м на небольшой глубине (около 1 км) **[6]**. Здесь некая упорядоченность активизации свойственна лишь малому количеству афтершоков в течение первых минут вдоль сегмента разлома Гриндел 2 в направлении с запада на восток.

Второй вид миграции – медленная, когда скорости измеряются километрами в год. Пространственно-временной анализ суммарной сейсмической энергии показывает наличие устойчивой тенденции медленного смещения сейсмической активности от главного толчка к последующим сильным событиям – протяженный пространственно-временной максимум суммарной энергии, наклон которого изменяется в зависимости от ориентации оси симметрии зоны проецирования (врезка на рисунке). На диаграмме распределения суммарной энергии угол наклона цепочки пространственно-временной концентрации максимален при азимуте оси симметрии прямоугольника проецирования 90°. В других направлениях он уменьшается, а при перпендикулярной ориентации наклон отсутствует. От главного толчка до последнего сильного землетрясения прошел 1 год и 4 месяца, расстояние между ними около 50 км. Средняя скорость такого распространения 40–42 км/год, но, как видно из рисунка, скорость значительно меняется на разных промежутках цепи сейсмической активности: от 30 до 85 км/год.

Обобщая, можно отметить, что медленная миграция всего сейсмического процесса землетрясений Крайстчерч происходила в том же направлении, что и вспарывание швов вдоль сегмента Гриндел 2 – в основном с запада на восток.

Сопоставляя эпицентральное поле с данными об изменении статического напряжения и с данными измерений смещения поверхности в результате землетрясения Дарфилд, можно наблюдать, что его афтершоки проходят через область перемычки между активными разломами Гриндел и Портхилз, с которой связана локальная область повышенных статических напряжений **[6]**, являющейся также зоной наименьших косейсмических смещений **[5]**. В данном случае миграционный процесс задействует совокупность последовательно активизирующихся тектонических фрагментов, взаимодействующих друг с другом и составляющих разломную зону

дизъюнктивной стадии развития согласно классификации К.Ж. Семинского **[8]**. Это одна из ранних стадий развития разломной зоны, когда отдельно активизирующиеся автономные разломы еще не объединились в единый магистральный шов. При этом они взаимодействуют по средствам перераспределения статического напряжения в результате сильных сейсмических событий. Эти изменения напряжения влияют на пространственное распределение последующих событий; в частности, афтершоки, как правило, происходят в зонах, где напряжение увеличивается из-за главного толчка **[6]**. На более поздних стадиях в этой области вероятно сильное событие, чему в сейсмическом режиме предшествует миграция совокупности слабых и умеренных землетрясений. Подобные примеры можно наблюдать в других регионах **[7, 9]**, анализируя историю развития сейсмического процесса в пространстве и времени.

[1] *Reyners M., Eberhart-Phillips D., Stacey M.* Prolonged Canterbury earthquake sequence linked to widespread weakening of strong crust // Nature Geoscience. 2014. № 7. P. 34–37. doi:10.1038/ngeo2013.

[2] *Holden C., Beavan R.J.* Kinematic source studies of the ongoing (2010–2011) sequence of recent large earthquakes in Canterbury // Implementing lessons learnt: 2012 Conference, 13–15 April, Christchurch, New Zealand. Christchurch: New Zealand Society for Earthquake Engineering, 2012. Paper 061. 8 p.

[3] *Stramondo S., Kyriakopoulos Ch., Bignami Ch., Chini M., Melini D., Moro M., Picchiani M., Saroli M., Boschi E.* Did the September 2010 (Darfield) earthquake trigger the February 2011 (Christchurch) event? // Nature-Scientific Reports. 2011. V. 1, № 98. doi: 10.1038/srep00098.

[4] *Stirling M., Graeme McVerry, Gerstenberger M., Litchfield N., Van Dissen R., Berryman K., Philip B., Wallace L., Pilar V., Langridge R., Geoffroy L., Scott N., Reyners M., Brendon B., Rhoades D., Warwick S., Andy N., Jarg P., Clark K., Jacobs K.* National seismic hazard model for New Zealand: 2010 update // Bulletin of the Seismological Society of America. 2012. V. 102, № 4. P. 1514–1542. doi:10.1785/0120110170.

[5] *Atzori S., Tolomei C., Antonioli A., Merryman Boncori J. P., Bannister S., Trasatti E., Pasquali P., Salvi S.* The 2010–2011 Canterbury, New Zealand, seismic sequence: Multiple source analysis from InSAR data and modeling // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. B08305. doi:10.1029/2012JB009178.

[6] *Steacy S., Gertenberger M., Williams Ch., Rhoad P., Christophersen A.* A new hybrid Colomb/statistical model for forecasting aftershock rates // Geophysical Journal International. 2014. V. 186. P. 918–923. doi: 10.1093/git/ggt404.

[7] *Новопашина А.В., Саньков В.А.* Особенности миграции сейсмической активности сдвиговых разломных зон на примере границ Североамериканской и Тихоокеанской плит // Тихоокеанская геология. 2015. № 2. С. 67–81.

[8] *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 244 с.

[9] *Новопашина А.В.* Результаты изучения миграции сейсмической активности Турции // Вестник ИрГТУ. 2014. № 11. С. 88–92.

МЕТАБАЗАЛЬТЫ ТЫЙСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА ОЛОКИТСКОГО ПАЛЕОРИФТА (БАЙКАЛО-МУЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

Д.А. Орсоев, А.Н. Булгатов*, И.В. Гордиенко*, Т.Б. Баянова**, В.Ф. Посохов**

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, magma@gin.bscnet.ru
**Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, tamara@geoksc.apatity.ru

Олокитский палеорифт (прогиб) в геологическом плане располагается в пределах Байкало-Патомского прогиба. Согласно современным представлениям, Байкало-Патомский прогиб рассматривается как перикратонный палеобассейн пассивной окраины Сибирского кратона **[3, 10 и др.].** Считается, что в начале позднего рифея в результате распада суперконтинента Родинии и заложения Палеоазиатского океана на его окраине произошло развитие деструктивных структур в виде системы рифтов, один из которых получил название Олокитский прогиб. Несмотря на длительный период его изучения, история формирования Олокитского рифта остается дискуссионной, и связано это, в первую очередь, с неоднозначными взглядами исследователей на состав и возраст вулканогенных толщ **[2, 4, 5, 8, 9 др.]**. Их формирование, особенно на начальной стадии становления прогиба, сопровождалось интенсивным вулканизмом, существенная роль в котором принадлежала океаническим базальтовым излияниям.

В настоящем сообщении приводятся новые данные по вещественному составу и возрасту для вулканогенных пород тыйской свиты, расположенной в нижней части разреза Олокитской палеорифтовой системы, которые позволили уточнить время начальной стадии заложения рифта, выявить характер базальтового магматизма и установить его связь с процессами океанического рифтогенеза.

Олокитский прогиб представляет собой трогообразную впадину, вытянутую в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Слюдянка до верховьев рек Тыя, Олокит и Чая на расстояние более 200 км при ширине 20–25 км. На западе от Чуйского блока он отделен Абчадским разломом, а на востоке ограничен Мамско-Нюрундуканским разломом, по которому контактирует с Байкало-Муйским вулканоплутоническим поясом. На севере граница с Мамским и Бодайбинским прогибами осложнена системами разломов.

В обобщенном разрезе Олокитского прогиба (снизу вверх) выделяются три вулканогенных комплекса: тыйский, итыкитский и иняптукский, соответствующие трем этапам развития рифта **[2]**. Вулканиты тыйского комплекса входят в состав одноименной свиты, залегающей в основании разреза олокитской серии, отложение которой происходило на начальных стадиях зарождения рифта. Вверх по разрезу в составе олокитской серии постепенно исчезают вулканогенные образования и состав отложений становится более тонкообломочным, появляются высокоглиноземистые сланцы с карбонатными породами и горизонтами железистых кварцитов. Тыйские вулканиты наблюдаются по периферии рифта. Они слагают полосу вдоль Абчадского разлома и выходят на поверхность в южном замыкании прогиба вдоль Мамско-Нюрундуканского и Олокитского разломов, непосредственно контактируя с катаклазитами и милонитами гнейсов и мигматитов Кутимского (Чуйского) блока. Нами были изучены метабазальты тыйской свиты на юго-восточной периферии Олокитского прогиба в районе бассейна нижнего течения р. Тыя.

В результате метаморфических преобразований тыйские базальты превращены в зеленые сланцы и в них практически не сохранились первичные минералы. По минеральному составу метабазальты представлены хлорит-актинолитовыми, эпидот-актинолит-хлоритовыми и эпидот-хлоритовыми сланцами. Они состоят из плагиоклаза (20–60 %), актинолита (20–60 %), эпидота (1–40 %), хлорита (до 5 %) и кварца (до 5 %). Среди рудных минералов отмечаются титаномагнетит, магнетит, пирит, рутил, титанит. Породы в значительной степени карбонатизированы. Для всех разновидностей сланцев характерны гранобластовая, гранолепидобластовая, гранонематобластовая и порфиробластовая структуры. Порфиробласты чаще всего сложены эпидотом и плагиоклазом.

Для определения возраста тыйских базальтов нами была отобрана проба хлорит-актинолитового ортосланца в коренном обнажении в правом борту р. Ковынах (левый приток р. Нюрундукан), из которой были выделены зерна циркона. Состав метабазальта, пересчитанный на сухой остаток, следующий (мас. %): SiO_2 51.24, TiO_2 1.32, Al_2O_3 14.24, Fe_2O_3 7.30, FeO 6.00, MnO 0.22, MgO 6.03, CaO 11.78, Na_2O 1.51, K_2O 0.26, P_2O_5 0.11. Анализ цирконов производился масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (TIMS) с использованием ^{205}Pb-трассера на семиколлекторном масс-спектрометре Finigan-MAT 262 с «квадрупольной» установкой (RPQ) в Геологическом институте КНЦ РАН по методике **[1].** На U-Pb диаграмме с конкордией для зерен магматического циркона получен возраст 915±5 млн лет. Ранее близкий возраст (927±10 млн лет) для метабазальтов тыйской свиты был получен Rb-Sr методом **[4].** Величина первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблется в пределах 0.70549–0.70742, что указывает на обогащенный источник относительно деплетированной мантии и соответствует значениям, характерным для платобазальтов (0.704–0.706). Кроме магматогенного циркона, в пробе были обнаружены зерна ксеногенного циркона с более высокими концентрациями U и Pb и возрастом 1870±10 млн лет. Полученный возраст близок возрасту пород выступов фундамента Сибирской платформы: метапорфиров (1863 млн лет), гранитогнейсов (1870 и 1846 млн лет) и граносиенитов Гоуджекитского массива (1843 млн лет) Маректинского блока, а также абчадских граносиенитов ирельского комплекса (1860 млн лет) Кутимской глыбы **[6, 7]**.

Для вещественной характеристики тыйских базальтов было отобрано 20 представительных проб. Содержание SiO_2 варьируется от 45.4 до 55.7, FeO=4.5–11.9, Al_2O_3=13.7–17.2 мас. %. По соотношению кремнезема и суммы щелочей на классификационной диаграмме TAS породы соответствуют базальтам и только в пяти случаях они попадают в поле андезибазальтов. Все базальты относятся к ряду низкощелочных (нормальных) пород и характеризуются умеренной глиноземистостью (al'=0.61–1.06), низкими и умеренными содержаниями TiO_2, (0.64–1.54 мас. %), P_2O_5 (0.04–0.27 мас. %) и суммой щелочей Na_2O+K_2O=1.24–4.40 мас. %, существенным преобладанием Na_2O над K_2O. На тройной диаграмме Al_2O_3 – ($FeO_{общ.}+TiO_2$) – MgO **[11]** все базальты попадают в поле высокожелезистых базальтов толеитовой серии. При этом в ходе фракционирования отчетливо проявлен тренд обогащения их железом. В этом же направлении происходит относительное обогащение базальтов Cu и обеднение Ni.

Принимая во внимание тот факт, что Na, K и другие крупноионные литофильные элементы (Rb, Sr, Ba) являются наиболее подвижными в процессах постмагматических преобразований, для определения геодинамической природы мы использовали только малоподвижные высокозарядные (HFSE) и редкоземельные элементы (REE). На графиках распределения REE метабазиты образуют две группы спектров. Одна группа, заметно обогащенная легкими лантаноидами ($(La/Yb)_N$=3.03–5.08) относительно тяжелых, занимает положение, близкое E-MORB, другая отвечает спектру N-MORB и имеет отношение $(La/Yb)_N$=1.01–0.63. Характер спектров редких элементов на спайдерграммах, а также анализ распределения точек составов тыйских метабазальтов на различных геодинамических диаграммах позволяют предполагать, что геохимическую специфику вулканического магматизма определяло, прежде всего, сочетание источников типа E-MORB и N-MORB.

Таким образом, на раннем этапе формирования Олокитского палеорифта вулканиты тыйской свиты по составу отвечали толеитовым базальтам и андезибазальтам N-MORB и E-MORB типа, верхнерифейский возраст которых (915 млн лет) можно считать верхней границей их излияния. Выявленные петро- и геохимические признаки, дифференцированный характер их изменчивости, а также первичные отношения изотопов Sr близки к траппам древних платформ, что свидетельствует об эпиконтинентальной рифтовой природе олокитского осадочного бассейна.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 15-05-01633).

[1] *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

[2] *Булдыгеров В.В., Дольник Т.А., Кравчинский А.Я., Житков А.Н., Герасимов Н.С.* Вулканогенные образования Олокитского прогиба // Геология и геофизика. 1988. № 3. С. 8–17.

[3] *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.

[4] *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А.* Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 714–722.

[5] *Мануйлова М.М., Зарубин В.В.* Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.

[6] *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю, Левченко О.А. и др.* О раннепротерозойском-верхнерифейском возрасте пород олокитского комплекса по данным U-Pb цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 202–222.

[7] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М.* Гранитоиды фундамента Олокитской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb изотопные данные // ДАН. 2006. Т. 407, № 6. С. 819–822.

[8] *Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С.* Платобазальты Байкало-Патомского складчатого пояса: геологическая позиция и петрогеохимические особенности // ДАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 83–89.

[9] *Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В.* Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.

[10] *Хоментовский В.В., Постников А.А.* Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.

[11] *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines Miscellaneous Paper 66. 1976. 22 p.

ПАЛЕО-ВИЛЮЙ В РАННЕМ КАРБОНЕ: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ДЕТРИТНЫМ ЦИРКОНАМ ТОЧЕРСКОЙ (ЦАСП), БАЛТУРИНСКОЙ (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) И ЭМЯКСИНСКОЙ (РЕКА ВИЛЮЙ) СВИТ

В.И. Паверман, А.В. Шацилло*, Дж. Хуриган***

*Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
**Санта-Круз, США, Университет Калифорнии, Факультет земных и планетарных наук

В работе **[5]** была предложена идея о древней трансконтинентальной реке Палео-Лене, протекавшей через Сибирский континент в течение двух сотен миллионов лет – с позднего карбона по среднюю юру (рис. 1). Эта идея базировалась на результатах датирования детритных цирконов из осадочного разреза Верхоянья: источниками цирконов, по всей видимости, являлись забайкальский Ангаро-Витимский батолит, интрузии Алтае-Саянского региона, протерозойские гранитоиды Северного Забайкалья и Восточно-Саянский хребет (рис. 1).

В настоящей работе проверяется гипотеза о том, что данная (или подобная ей) река существовала и ранее – в начале каменноугольного периода. Для тестирования гипотезы мы выбрали три объекта, один из которых относится к предполагаемым источникам сноса в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, второй расположен на присаянской окраине Сибирской платформы (СП) и, с нашей точки зрения, характеризует палеозойские алтае-саянские источники сноса, а третий расположен в пределах вилюйского палеобассейна на территории СП, то есть в конечной точке предполагаемого течения палеореки.

Объекты исследований. Палеобассейн. Нижнекарбоновая эмяксинская свита выходит на поверхность в долине р. Вилюй (рис. 1), в пределах вилюйского палеобассейна, образовавшегося при раскрытии вилюйского рифта в девоне **[1]**. Свита залегает со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности ордовика – верхнего девона. Мощность свиты до 390 м.

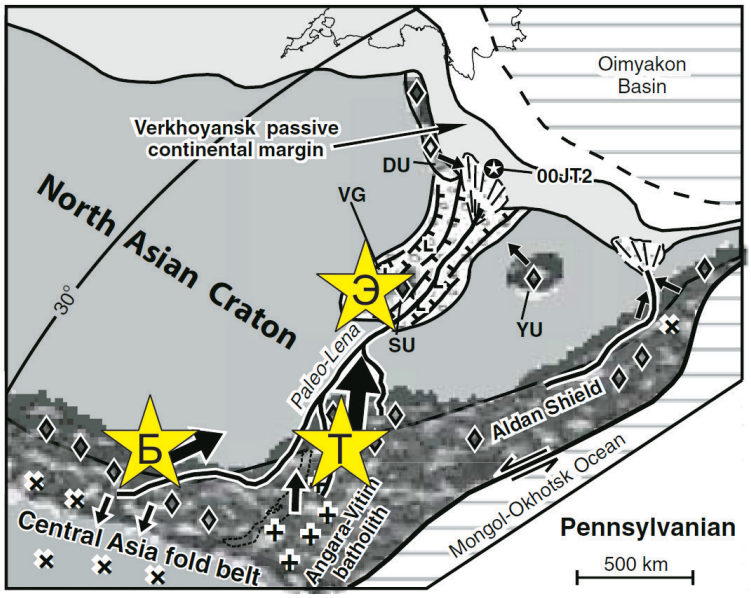


Рис. 1. Палеогеоморфологическая реконструкция для Сибирского континента из [5] на поздний карбон. Показаны предполагаемые источники сноса обломочных цирконов (Ангаро-Витимский батолит, Алтае-Саянская область) и течение Палео-Лены. На верхней левой диаграмме звездочками отмечены местоположения изученных объектов: Б – балтуринская свита, Т – точерская свита, Э – эмяксинская свита.

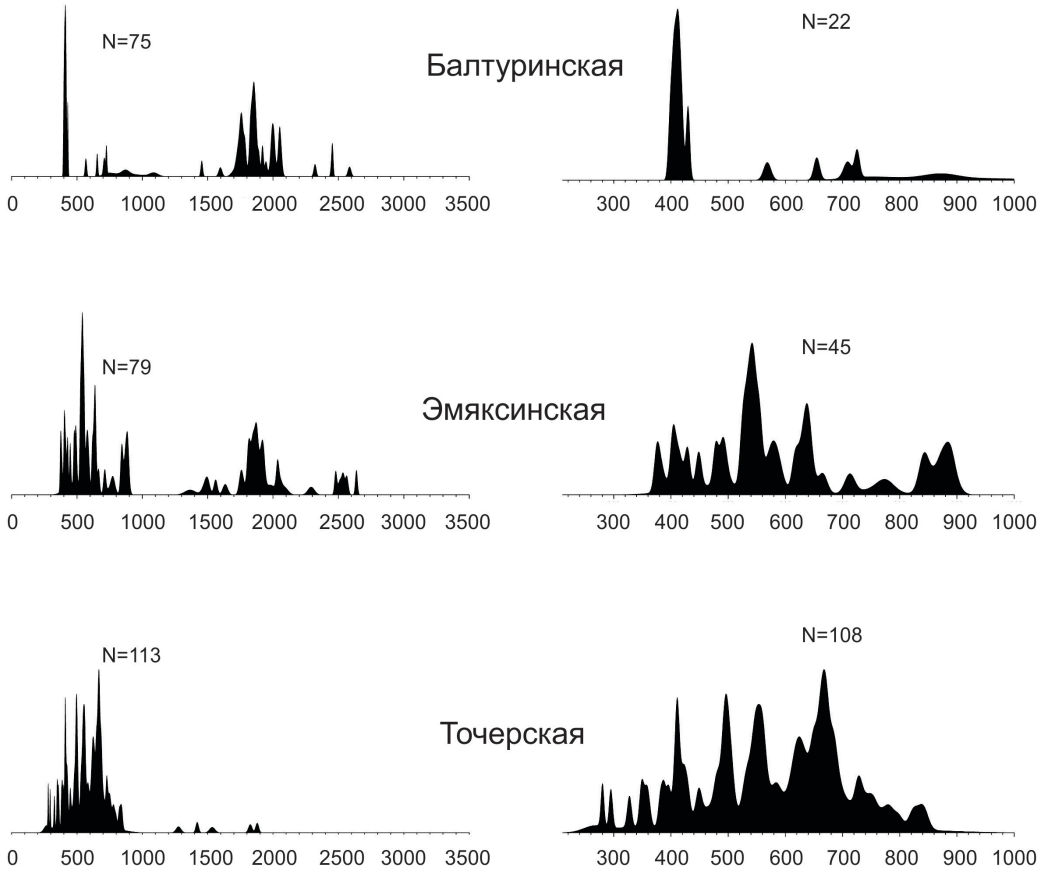


Рис. 2. Результаты датирования детритных цирконов из балтуринской, эмяксинской и точерской свит. Колонка слева – полный спектр (0–3500 млн лет), справа – от 200 до 1000 млн лет.

Сложена свита преимущественно аркозовыми песками с прослоями песчаников и алевролитов. В фациальном отношении образования эмяксинской свиты представлены в основном дельтовыми осадками (Государственная геологическая карта РФ, масштаб 1:200000, серия Верхневилюйская, листы P-50-VII, VIII, XIV), возможно, той самой трансконтинентальной древней реки. В свите собраны остатки рыб и палинофлоры. Из верхней части свиты известны макрофлористические остатки. Возраст свиты принято определять началом карбона **[2]**.

Предполагаемые источники сноса. 1. Байкало-Муйская складчатая область (БМСО). Для характеризации БМСО в качестве питающей провинции мы изучили цирконы из позднедевонской–раннекаменноугольной молассы – точерской свиты. Точерская свита выходит на поверхность в долине забайкальской реки Ципа (рис. 1), где слагает небольшие (до 5 км^2) поля и ксенолиты среди раннепалеозойских гранитоидов. Свита обладает мощностью более 2000 м и расчленена на три пачки. Палеонтологическая характеристика точерской свиты свидетельствует о стратиграфической принадлежности ее фаменскому ярусу верхнего девона – турнейскому ярусу нижнего карбона. Свита трансгрессивно налегает на верхнерифейскую сиваконскую свиту, верхний контакт ее не определен **[3]**. 2. Алтае-Саянская складчатая область (АССО). Для характеризации АССО в качестве питающей провинции были изучены обломочные породы балтуринской свиты. Балтуринская свита является стратотипом силура Сибирской платформы **[6]**, выходит на поверхность в правом борту р. Чуна (рис. 1) на платформенной окраине, граничащей с АССО (вероятно, что снос обломочного материала происходил с прилегающего орогена).

Методика исследований. Использовалась методика, аналогичная описанной в статье **[4]**.

Результаты изотопных исследований. Результаты изотопного датирования трех свит представлены на рис. 2. В свитах, расположенных на территории СП (балтуринская и эмяксинская), присутствуют мощные пики на 1.8 млрд лет, а также более древние архейские зерна,

Таблица 1. **Пики в вероятностных распределениях возрастов детритных цирконов. Использовался алгоритм 'unmix ages' из программы Isoplot**

Возрастной диапазон	**Свиты**		
	Эмяксинская	Точерская	Балтуринская
Палеозой (<0.54 млрд лет)	391.4 Ma (20 %), 424.7 (13 %), 448.6 (7 %), 478.2 (7 %), 491.6 (14 %) и 533.0 (39 %)	345.1 (14 %), 388.6 (9 %), 415.1 (26 %), 449.3 (6%), 494.8± (37 %) и 533.2 (9 %)	398.2 (8 %), 404.7 (30 %), 411.7 (22 %), 414.7 (17 %), 419.5 (8 %), и 429.8 (14 %)
Неопротерозой (1.0–0.54 млрд лет)	555.9 (32 %), 635.3 (28 %), 712.7 (4 %), 771.6 (8 %), 866.6 (28 %)	556.3 (25 %), 630.4 (20 %), 672.9 (30 %), 729.8 (11 %), 775.6 (7 %), 832.6 (6 %)	621.1 (25 %), 721.3 (38 %), 880 (3 %) и 876 (34 %)
Древнее начала неопротерозоя (>1.0 млрд лет)	1540.7 (15 %), 1798.7 (18 %), 1885.7 (35 %), 2036.6 (15 %), 2292 (3 %), и 2554.3 (15 %)	1384.1 (40 %), 1535.0 (20 %), 1856.6 (40 %)	1089 (1.92 %), 1454.8 (1.92 %), 1624.1 (3.86 %), 1824.4 (56.45 %), 1997.7 (13.26 %), 2052.3 (9.32 %), 1927 (5.75 %), 2321 (1.79 %), 2453.2 (3.94 %), 2585 (1.79 %)

отсутствующие в точерской свите. Во всех трех свитах присутствуют неопротерозойские и палеозойские зерна.

В таблице 1 приведены пики для каждой свиты, рассчитанные с помощью алгоритма 'unmix ages' в программе Isoplot. Обратим внимание на схожесть многих пиков: пику 391.4 в эмяксинской (эм) свите соответствуют пики 388.6 и 398.2 в точерской (точ) и балтуринской (бал) свитах, соответственно; 424.7 (эм) --> 429.8 (бал.); 448.6 (эм) --> 449.3 (точ); 491.6 (эм) --> 494.8 (точ); 533.0 (эм) --> 533.2 (точ); 555.9 (эм) --> 556.3 (точ); 635.3 (эм) --> 630.4 (точ); 712.7 (эм) --> 721.1 (бал).

Для определения связи между возможными источниками и палеобассейном использовался статистический тест Колмогорова-Смирнова. Как видно из таблицы 2 (и проиллюстрировано на рис. 3), ближе всего к эмяксинской свите лежит выборка, состоящая из комбинации зерен

Таблица 2. **Результаты теста Колмогорова-Смирнова. Значения величин P без учета погрешностей**

	Балтуринская	Точерская	Точерская + балтуринская
Точерская	0.000		
Точерская + балт.	0.000	0.000	
Эмяксинская	0.002	0.000	**0.057**

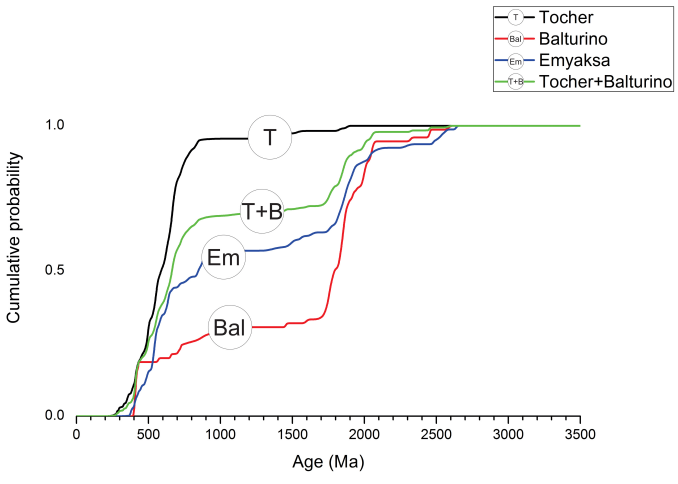


Рис. 3. Кумулятивные вероятностные диаграммы. Точерская свита на этой диаграмме и в табл. 2 представлена только зернами старше 375 млн лет.

балтуринской и точерской свит (в последней учитывался только возраст >375 млн лет). Две выборки не отличаются значимо на 95%-ном уровне.

Следовательно, источниками детритных цирконов в эмяксинской свите палеовилюйского бассейна могли являться породы из Алтае-Саянской и Байкало-Муйской складчатых областей, а транспортировка обломочного материала осуществлялась трансконтинентальными реками, впадавшими в раскрывшееся в девоне Вилюйское море.

...И всё же, правильнее будет назвать основную реку не Палео-Леной, а Палео-Вилюем...

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 15-35-21059 и 15-55-10055), а также гранта правительства РФ 14.Z50.31.0017.

[1] *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского авлакогена. М.: Недра, 1975. 184 с.

[2] *Матухин Р.Г.* Девон и нижний карбон Сибирской платформы (состав, условия осадконакопления, минерагения). Новосибирск: Наука, 1991. 164 с.

[3] *Минина О.Р.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция): Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 39 с.

[4] *Powerman V.I., Shatsillo A.V., Chumakov N.M., Kapitonov I.N., Hourigan J.K.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.

[5] *Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E.* The paleo–Lena River—200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36. P. 699–702. doi:10.1130/G24924A.1.

[6] *Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В., Хромых В.Г., Базарова Л.С, Бергер А.Я., Ковалевская Е.О.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 403 с.

НАДСУБДУКЦИОННЫЙ И ВНУТРИПЛИТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ – ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

А.Б. Перепелов, М.Ю. Пузанков**, А.В. Травин***, Ю.Д. Щербаков*, С.И. Дриль*, С.С. Цыпукова**

*Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, alper@igc.irk.ru
**Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, puzankov@kscnet.ru
***Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, travin@igm.nsc.ru

В кайнозойской истории магматического развития активной континентальной окраины Камчатки были образованы разновозрастные надсубдукционные вулканические пояса и магматические ареалы, в строении которых проявлены породы с внутриплитными и переходными геохимическими характеристиками. Среди магматических комплексов этой структуры, наряду с преобладающим по объемам магматизмом IAB типа, установлены проявления K-Na щелочно-базальтовых, щелочно-базальт-трахит-комендитовых, калиевых щелочных и субщелочных магматических комплексов, а также специфического Mg#-андезитового и NEB-адакитового магматизма Mg#-андезитового и NEB-адакитового магматизма **[1–6]**. Проявления каждого из этих типов магм отражают отдельные протяженные или краткие во времени этапы эволюции активной окраины, различаются достаточно контрастными изотопно-геохимическими характеристиками пород и свидетельствуют о множественности источников исходного для них вещества. В данном докладе не ставится под сомнение ни одна из предлагаемых различными авторами многочисленных геодинамических гипотез или построений, касающихся формирования структуры Камчатки. Целью доклада является представление сведений о времени проявления и геохимических типах пород разновозрастных магматических комплексов, которые должны быть учтены в любых геодинамических моделях и накладывают на любую из них жесткие ограничения.

В начале кайнозоя, вслед за завершением формирования ранне-среднеэоценового Западно-Камчатского надсубдукционного вулканического пояса (~53–38 млн лет) **[3]**, на территории Западной Камчатки в условиях внутриплитной активизации проявился K-Na щелочно-базальтовый магматизм (трахибазальты), геохимические характеристики которого сходны с E-MORB и WPB. Время его развития определено как среднеэоценовое ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~46–44 млн лет).

Далее, начиная с границы позднего эоцена и олигоцена и в раннем олигоцене ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~34–31 млн лет) на Западной Камчатке проявляется K-Na умеренно-щелочной и щелочной магматизм, представленный кринанитами и сиенитами крупных субвулканических тел, а также ультракалиевый щелочно-базальтовый магматизм (трахибазальты, шонкиниты, сиениты), развитие которого продолжается вплоть до раннего миоцена ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~35–17 млн лет).

В раннем миоцене на территории Западной Камчатки ультракалиевый щелочно-базальтовый магматизм постепенно сменяется калиевым субщелочным абсарокит-шошонит-латитовым, который проявляется на этой территории вплоть до начала среднего миоцена ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~21–14 млн лет). В позднем миоцене ареал развития шошонит-латитового магматизма расширяется на восток в область Срединного хребта и сопровождается проявлениями высококалиевого известково-щелочного вулканизма, связанного, вероятно уже с началом субдукционных процессов и надсубдукционного магмообразования ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~6.2–5.7 млн лет) **[6]**.

Следующий крупный этап геодинамического и магматического развития Камчатки связан с формированием надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта. Следует отметить, что ранее по данным геолого-съемочных работ, палиностратиграфии и палеомагнитных исследований вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ начало формирования надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта связывалось с поздним олигоценом и ранним миоценом. При этом известные K/Ar изотопные датировки магматических пород поя-

са указывают на время их формирования не древнее позднего миоцена. Чтобы установить время начала субдукционных процессов и надсубдукционого магмогенеза под областью Срединного хребта, необходимо учитывать следующее важное ограничение. На рубеже среднего и позднего миоцена и в позднемиоценовое время ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~12–7 млн лет) на Восточной Камчатке был проявлен K-Na щелочно-базальтовый вулканизм внутриплитного геохимического типа **[1, 5]**. Проявления магм такого типа не могут сопровождаться субдукционными процессами, поэтому следует признать, что к позднему миоцену в результате тектонической перестройки или прекратилась позднеолигоцен-миоценовая субдукция со стороны Тихого океана, ответственная за формирование нижнего структурного этажа вулканического пояса Срединного хребта, или вплоть до позднего миоцена такой обстановки не существовало. По крайней мере, на настоящее время нет достоверных геохронологических данных о развитии в Срединном хребте позднеолигоцен-раннемиоценовых надсубдукционных магм.

Полномасштабное развитие вулканизма островодужного геохимического типа (IAB), согласно имеющимся изотопным датировкам, началось в Срединном хребте в раннем плиоцене ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~4.0 млн лет) и продолжалось в среднем плиоцене до рубежа в ~3 млн лет ($^{39}Ar/^{40}Ar$) **[6].** Важно указать, что почти одновременно с проявлениями крупнообъемного магматизма островодужного типа в Срединном хребте на Западной Камчатке в раннем плиоцене зафиксирован эпизод магматизма WPB типа ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~3.8 млн лет), а именно образование комплекса субвулканических тел базанитов в районе г. Хухч **[6]**. Далее, в среднем плиоцене ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~2.8 млн лет) магматизм такого типа сменился на Западной Камчатке редкими проявлениями Lc-содержащих трахибазальтов (г. Эмгучань).

По завершении развития на Восточной Камчатке магматизма WPB типа, в среднем и позднем плиоцене проявляется магматическая активность Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. На северном фланге зоны в полосе запад-северо-западного простирания шириной до 20 км развивается Mg#-андезитовый и NEB-адакитовый магматизм ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~3.4–2.7 млн лет). По данным **[1]** временной интервал развития магматизма такого типа более протяженный, начиная с позднего миоцена ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~8–3 млн лет). Длительный период магматической активности Малко-Петропавловской зоны заканчивается проявлениями в позднем плиоцене высокониобиевых базальтоидов (HNB) ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~2.1–2.0 млн лет). Обращает на себя внимание в целом субсинхронное развитие островодужного вулканизма в вулканическом поясе Срединного хребта и NEB-адакитового магматизма в указанной поперечной структуре.

После завершения развития надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта в среднем плиоцене его магматическая активность возобновляется только через ~1 млн лет на границе поздний плиоцен – ранний плейстоцен и в раннем плейстоцене ($^{39}Ar/^{40}Ar$ ~2.10–1.35 млн лет). Это этап связан с развитием магматизма внутриплитного геохимического типа, а именно K-Na щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии пород в структурах вулканов Большой, Белоголовский и Нюлканда в тыловой зоне пояса **[6].** Позднее и вплоть до голоцена на территории Срединного хребта продолжаются проявления щелочно-базальтовых магм WPB типа, а также магм, имеющих переходные вещественные характеристики между WPB и IAB **[4]**. Крупные вулканические центры, такие как вулкан Хангар и Ичинский, в это время продолжают продуцировать магмы надсубдукционного типа с формированием большого объема кислых расплавов – дацитов и риолитов.

В то время как в пределах вулканического пояса Срединного хребта развитие известково-щелочного надсубдукционного магматизма завершается, в позднем плиоцене на Восточной Камчатке в связи с формированием новой зоны субдукции Тихоокеанской океанической литосферы начинается развитие фронтального вулканического пояса с проявлениями низкокалиевых и умеренно-калиевых магм островодужного геохимического типа.

Полученные новые данные изотопного датирования кайнозойских вулканических пород Камчатки и их компиляция с опубликованными материалами других авторов показывают, что в истории геодинамического развития Камчатки происходила неоднократная смена геодинамических обстановок не только с проявлениями магм островодужного геохимического типа, но и с формированием комплексов и ареалов магматических пород, свойственных обстановкам внутриплитной активизации и деструкции литосферных плит.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-12026-офи_м, 14-05-00717-а).

[1] *Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Внутриплитные базальты и адакиты Восточной Камчатки: условия образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2 (16). С. 55–65.

[2] *Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В.* Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1 (17). С. 45–60.

[3] *Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А.* Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т. 16, № 3. С. 277–295.

[4] *Churikova T., Dorendorf F., Worner 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.

[5] *Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geological Review. 1994. V. 36, № 4. P. 373–405.

[6] *Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P.* Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. P. 659–687.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ НАЗАРОВСКОЙ И РЫБИНСКОЙ ВПАДИН

О.Ю. Перфилова, А.А. Воронцов**, ***, М.Л. Махлаев**

*Красноярск, Сибирский федеральный университет, perfil57@mail.ru mmlvov@mail.ru
**Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voron@igc.irk.ru
***Иркутск, Иркутский государственный университет

Умеренно-щелочные и щелочные вулканические породы палеозойского возраста занимают огромные площади в северо-западной части Минусинского межгорного прогиба (Назаровская впадина). Известны они и в Рыбинской впадине, Агульском прогибе, Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадинах, а также на территории Солгонского кряжа и Восточного Саяна. Мощности этих вулканогенных толщ нередко превышают 2–3 км **[1, 2].** Несмотря на длительную историю исследований, нерешенными остаются многие вопросы, касающиеся расчленения, возраста, закономерностей пространственного размещения центров извержений, геодинамических обстановок формирования и межрегиональной корреляции вулканитов повышенной щелочности. Большинство исследователей придерживается точки зрения о раннедевонском возрасте щелочных эффузивов и комагматичных им субвулканических интрузий (горячегорский и черносопкинский комплексы) **[1–4]**, другие продолжают отстаивать точку зрения о их ранне-среднедевонском, среднедевонском, позднепалеозойском или раннемезозойском возрасте **[1, 2, 5]**. В последние два десятилетия появились данные о позднеордовикско-раннесилурийском возрасте ряда щелочных массивов Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, поэтому не исключено и выявление здесь одновозрастных с ними эффузивов повышенной щелочности **[2]**.

В пределах Назаровской впадины традиционно выделяется базырско-ашпанская вулканогенная серия, расчлененная на три толщи (снизу вверх): базырскую, берешскую и ашпанскую. Ранее эти породы включались в состав быскарской серии. Наиболее полные разрезы этих толщ изучены в 1979–1983 гг. В.Н. Марковым и А.П. Косоруковым и др. с учетом результатов колонкового бурения и проходки горных выработок **[1]**.

В разрезе базырской толщи чередуются пачки, сложенные серыми и темно-серыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезибальтами и трахиандезитами, с маломощными прослоями туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников. Мощность отдельных покровов 0.4–6.0 м, редко до 20 м. Общая мощность толщи оценивается в 1400 м. Микроструктура пород чаще всего мелкопорфировая. Фенокристаллы размерами 1–5 мм представлены лейстами лабрадора (An_{50-62}) в базальтах и трахибазальтах или андезина (An_{40-48}) в трахиандезибазальтах и трахиандезитах, короткопризматическими кристаллами титанавгита и, реже, более мелкими округлыми выделениями оливина, полностью замещенного мелкозернистым агрегатом серпентина, хлорита и карбоната в ассоциации с тонкодисперсным магнетитом. Микроструктура основной массы интерсертальная, гиалопилитовая и пилотакситовая, реже – гиалиновая. В составе основной массы в различных соотношениях присутствуют микролиты плагиоклаза и клинопироксена, интерстиции между которыми иногда выполнены разложенным хлоритизированным и карбонатизированным бурым вулканическим стеклом, содержащим тонкодисперсный рудный минерал **[1]**.

Берешская толща согласно залегает на базырской толще. Состав пород разнообразен – от трахибазальтов до щелочных базитов (тефритов, нефелинитов, берешитов), реже – фонолитов, а в верхней части разреза – трахитов. В нижней части берешской толши преобладают трахибазальты и трахиандезибазальты с многочисленными прослоями и линзами туфов того же состава. В средней части трахибазальты и трахиандезиты чередуются со щелочными породами – тефритами, нефелинитами, берешитами и трахитами и их туфами, а в верхней части разреза преобладают трахибазальты и трахиты с редкими маломощными потоками фонолитов и прослоями разнообразных по структурам и составу туфов. По мнению В.Н. Маркова и А.П. Косорукова, берешиты слагают эффузивные покровы мощностью от 3 до 8 м, редко до 25 м. Ряд других исследователей (И.В. Лучицкий, И.К. Баженов и др.) считают, что это крупные силлы горячегор-

ского комплекса **[6]**. Общая мощность берешской толщи 1600–2700 м. Исходные магматические расплавы, из которых сформировались породы средней части толщи, вероятно, возникли в условиях минимальной степени плавления мантийного субстрата **[1, 4]**.

Ашпанская толща перекрывает берешскую толщу с угловым несогласием и, нередко, конгломератами в основании. Толща сложена трахибазальтами и трахитами (по петрографическому составу и структурно-текстурным особенностям сходными с умеренно-щелочными породами базырской толши), чередующимися с отдельными маломощными покровами анальцимсодержащих и нефелинсодержащих (до 10 %) базальтов и с прослоями осадочных пород (песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты). В верхней части разреза количество и мощности осадочных прослоев резко увеличиваются, что свидетельствует о постепенном затухании вулканизма и интенсивном разрушении палеовулканических построек, поэтому ашпанская толща характеризуется значительной фациальной изменчивостью по простиранию. Мощность толщи 700–1100 м. С резким угловым несогласием она перекрывается конгломератами толтаковской свиты и усть-парнинской толщи ранне-среднедевонского возраста **[1]**.

Раннедевонский возраст базырско-ашпанской серии обосновывается находками в ашпанской толще отпечатков проптеридофитов, сопоставимых по видовому составу с проптеридофитами Торгашинского местонахождения (Рыбинская впадина) **[1]**.

Таким образом, нижняя часть эффузивного разреза Назаровской впадины (базырская толща) сложена основными и средними породами нормально-щелочного и умеренно-щелочного подотрядов. В средней части (берешская толща) резко преобладают дифференцированные высокоглиноземистые породы щелочного и умеренно-щелочного подотрядов. Верхняя часть (ашпанская толща) представлена преимущественно умеренно-щелочными базальтоидами, трахитами и осадочными породами. По мнению В.Н. Маркова и А.П. Косорукова, формирование каждой из этих толщ отражает самостоятельный этап вулканизма. Интрузии горячегорского комплекса прорывают базырскую толщу и, вероятно, комагматичны эффузивам берешской толщи. По содержанию щелочей породы базырско-ашпанской серии относятся к умеренно-щелочному и щелочному подотрядам, к натриевой или калиево-натриевой серии ($2.1<Na_2O/K_2O<9$), умеренно- и весьма высокоглиноземистые **[1]**.

В Рыбинской впадине, в пределах Березовской и Камалинской синклиналей, выделяется карымовская свита, строение разреза которой и петрографический состав пород сходны с ашпанской толщей Назаровской впадины **[2, 5, 6]**. Мощность карымовской свиты 400–600 м. Карымовская свита с угловым несогласием перекрывается карбонатно-терригенными породами среднедевонской павловской свиты. В.П. Парначевым и Н.А. Макаренко доказана комагматичность вулканогенных пород карымовской свиты и тешенитов черносопкинского комплекса **[5, 6]**. В алевролитах и песчаниках ассафьевской свиты, согласно подстилающей карымовскую, обнаружены отпечатки проптеридофитов **[2, 5, 6]**. Раннедевонский возраст карымовской свиты подтверждается и результатами Ar-Ar датирования комагматичных пород Черносопкинского массива, являющегося петротипом одноименного комплекса **[5, 6]**. По данным В.П. Парначева и др., породы карымовской свиты принадлежат к умеренно-щелочному, реже щелочному подотряду калиево-натриевой серии и, как и породы ашпанской толщи, отличаются повышенной глиноземистостью. Относительно обогащены некогерентными элементами – Ba и Sr. В спектре РЗЭ доминируют легкие лантаноиды и отсутствует европиевая аномалия, что характерно для генерации щелочно-базальтоидных магм в зонах внутриплитного рифтогенеза под воздействием мантийного плюма **[3, 5, 6–9]**. Но одновременно на спайдер-диаграммах наблюдаются отчетливые минимумы для Ta и Hf, характерные для магм субдукционных зон **[3, 8]**.

Таким образом, наблюдается значительное сходство пород ашпанской толщи и карымовской свиты как по петрографическому, так и по химическому составу, что находит отражение на TAS и спайдер-диаграммах. Учитывая близкий возраст этих пространственно разобщенных эффузивов, можно предполагать, что они сформировались в течение единого этапа вулканизма в сходных геодинамических обстановках континентального рифтогенеза.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 13-05-00014).

[1] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье издание). Лист N-45 (Новокузнецк) / Г.А. Бабин, Н.И. Гусев, А.А. Юрьев и др. СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 665 с.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье издание). Лист N-46 (Абакан) Объяснительная записка / В.В. Беззубцев, М.Л. Махлаев, В.Т. Кириченко, О.Ю. Перфилова и др. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. 391 с.

[3] *Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В.* Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 9. С. 1283–1313.

[4] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиерес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А.* Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 11. С. 1598–1614.

[5] *Парначев В.П., Макаренко Н.А., Динер А.Э., Изох А.И. и др.* Черносопкинский массив – эталон черносопкинского сиенит-щелочно-габброидного комплекса (Восточный Саян). Красноярск: КНИИГГиМС, 2002. 139 с.

[6] *Лучицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

[7] *Макаренко Н.А., Парначев В.П., Житков В.Г.* О строении нижнедевонской карымовской свиты в районе горы Черная Сопка (окрестности г. Красноярска) // Формационный анализ в геологических исследованиях. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2002. С. 82–83.

[8] *Добрецов Н.Л.* Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1957–1973.

[9] *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 153–185.

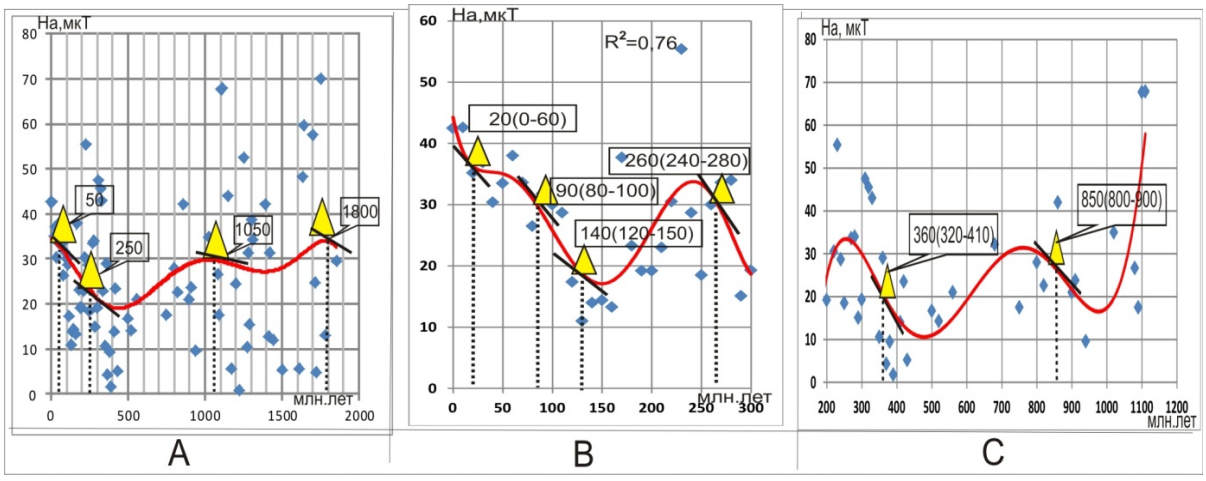
ПРОГНОЗИРОВАНИЕ НАИБОЛЕЕ ПРОДУКТИВНЫХ УРАНОВОРУДНЫХ ЭПОХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Э.М. Пинский, Ю.Б. Миронов, Г.В. Афанасьев

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Eduard_Pinsky@vsegei.ru, Yuri_Mironov@vsegei.ru, ogumr@vsegei.ru

В основу выбранного нами способа прогнозирования урановорудных эпох (наиболее благоприятных периодов для формирования руд) положены теоретические представления о значимости для геодинамических палеореконструкций и металлогенических построений информации о палеонапряженности магнитного поля (**Ha**) Земли. Напряженность магнитного поля современная физика трактует как проявление силы и энергии. Энергетическая сущность **Ha** позволяет рассматривать ее числовые характеристики в качестве обобщенного параметрического отражения импульсов внутренней энергии планеты в ходе геологической эволюции. В связи с этим вариации **Ha** могут служить и индикатором интенсивности миграции химических элементов, что определяет возможность формирования месторождений. В системе СИ **Ha** имеет размерность в теслах (Т), в представленных в настоящей работе данных она выражена в микротеслах (мкТ). Фактической основой используемой информации по палеонапряженности магнитного поля является мировая база данных на середину 2015 года (http://www.noaa.gov) и обобщения **[2]**. В обработку было включено 6185 единичных анализов, 1170 коллекций, из которых сформирована 81 выборка десятимиллионных интервалов и рассчитаны средние значения **Ha**. Однако неполнота мировой базы данных, особенно для докембрия, охарактеризованного лишь 9 % представленных анализов, не дает оснований для ее уверенной интерпретации, поэтому полученные результаты следует рассматривать как предварительные. Общий тренд кривой **Ha** в интервале от 0 до 2000 млн лет аппроксимируется синусоидальной кривой (рисунок, *A*), свидетельствуя о существовании глобального циклического процесса: чередования относительно энергетически спокойных и более активных интервалов геологического времени. Выявилась хорошая согласованность максимумов кривой **Ha** со временем основных эпох складчатости – 1800 млн лет – Сфекофенская, 1050 млн лет – Гренвильская, 250 млн лет – Гондванская, 50 млн лет –Альпийская (рисунок, *A*).

При более детальном рассмотрении все другие менее яркие максимумы кривой **Ha** оказываются отражающими известные региональные эпохи складчатости. Построение касательных линий к изгибам кривой позволяет выделить опорные точки максимальной изменчивости



Основные эпохи перелома градиентов палеонапряженности магнитного поля Земли (Ha). *A* – интервал 0–2 млрд лет; *B* – интервал 0–300 млн лет; *C* – интервал 200–1200 млн лет.

Эпохи (по данным Pb^{206}/U^{238}) уранового оруденения Дальнего Востока России, по материалам [1]

№	Эпоха, млн лет	Рудные объекты	Геоструктурное положение
1	**0–50**	**Раковское**, *Янракайское, Верхне-Пенжинское, Чаплино-Румилетская группа, Пластунское*	**Ханкайский массив**; *Чукотский массив; Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс;*
2	**80–100**	**Ласточка**, **Скальное**, **Кремнистое**	**Цзямусы-Малохинганский массив, Уруша-Ольдойская вулк. зона**
3	**120–150**	**Эльконский рудный район, Сутамское,** *Болотное, Иникан, Мулачен, Атаньджакан, Дружное, Астра, Чайка, Пакчи, Унин, Озерное,Усмунская группа*	**Алдано-Становой щит Сутамская ВТС** *Ханкайский массив, Охотский массив,Чукотский массив, Зона Станового разлома, Цзямусы-Малохинганский массив, Чульманская впадина*
4	**240–280**	**Мельгинский рудный район**	**Турано-Чжангуанцайлинский массив**
5	**320–410**	**Синегорский рудный район, Алгоминское** *группа Потеринской ВТС, группа Ядринской ВТС*	**Ханкайский массив, Учуро-Майская впадина,** *Ханкайский массив, Охотский массив*
6	730–850	*группа Ингилийской интрузии, группа Арбарастахской интрузии, Ангор*	*Учуро-Майская впадина, Алдано-Становой щит Билякчанский прогиб*
7	**900–1000**	**Красная Горка**	**Улканский вулканогенный прогиб**
8	**1100–1250**	**Тавитчакская группа, Джигда** *Топорикан, Тангукта, Боковое, Элгэтэ, Конкули, Хангас-Муналы*	**Тырканский блок, Зее-Бурпалинская зона** *Улканский вулканогенный прогиб, Учурский платформенный прогиб*
9	1400–1500	*Намарк*	*Центрально-Алданский район*
10	**1600–1800**	**Биринда, Кавли** *Молибденовый, Амбурдак, Увальный, Слюдистый, Тростиковый*	**Улканский вулканогенный прогиб, Зее-Бурпалинская зона** *Эльконский район*
11	2200–2300	*Сынняр, Урановосные пегматиты*	*Алдано-Становой щит (Идюмо-Хайканский блок, Тырканский блок)*

Примечание. Полужирным шрифтом выделены месторождения и их геоструктурное положение, обычный шрифт – рудопроявления и их группы.

градиентов. Рассмотрение тренда **На** с повышенной достоверностью аппроксимации (R^2=0.76) для промежутка времени 0–300 млн лет (рисунок, *B*) позволяет выделить четыре интервала (рисунок, *B*) с наиболее высокими градиентами **На** – 0–60 млн лет, 80–100 млн лет, 120–150 млн лет, 240–280 млн лет. В палеозое выделяется эпоха (рисунок, *C*) 320–410 млн лет, в рифее 800–900 млн лет.

В таблице представлено обобщение современных данных по изотопному возрасту уранового оруденения Дальнего Востока России (по материалам **[1]**), разделенное на 11 временных интервалов.

Все без исключения интервалы с наличием месторождений согласованы с эпохами, предсказанными по градиентам **На**. Однако подобное совпадение – лишь первый шаг в оценке потенциальной продуктивности эпохи. Второй обязательный элемент анализа – выявление ресурсной обеспеченности существования рудных эпох – геолого-историческая реконструкция преобразований геохимического потенциала исследуемой территории. Урановорудные эпохи формируются за счет предшествующих урановосных эпох. Для выделения урановосных эпох использовался аналитический материал, положенный в основу разномасштабных радиогеохи-

мических карт территории. Сопоставление геохимической истории отмеченных в таблице геоструктур позволяет выделить две наиболее перспективные урановорудные эпохи: K_1 – 120–150 млн лет (Эльконский рудный район) и $P\text{-}T_1$ – 240–280 млн лет (Мельгинский рудный район). Эльконский район приурочен к сводовому поднятию фундамента центрального блока Алдано-Станового щита. В его пределах выделен весь основной набор зон докембрийских структурно-стратиграфических несогласий – предраннепротерозойского, предрифейского и предвендского, сопровождаемых ураноносными образованиями. Начиная с архейско-нижнепротерозойских кристаллических сланцев и гнейсов федоровской серии, чарнокитов первого этапа гранитизации, микроклиновых гранитов второго этапа гранитизации отмечается аномально низкое Th/U (0.8–2.6), фиксирующее вынос урана. В поздних продуктах гранитизации – аляскитовых гранитах и пегматоидах – доля подвижного урана составляет в среднем 40 % **[1]**. Мезозойские магматиты алданского и лебединского комплексов также отличаются повышенной долей подвижного урана. Разведанные запасы урана Эльконского горста составляют 80 % резервных запасов урана России, а прогнозная оценка ресурсов – 600 тыс. т – в два раза превышает разведанные запасы.

Радиогеохимический облик разреза Мельгинского рудного района, начиная с верхнеархейских гнейсов и рифейских вулканогенно-терригенных комплексов туранской серии, также выделяется пониженным Th/U (1.5–2.5). Наиболее низкими Th/U обладают углеродистые сланцы нятыгранской свиты и кварц-серицитовые породы чергиленской свиты (0.2–1.5). В рифейских метапесчаниках и известняках доля подвижного урана колеблется от 48 до 95 %. Урановая минерализация в Мельгинском прогибе проявилась во всех комплексах от рифея до карбона, включая рифейские и палеозойские граниты, но наиболее масштабное оруденение локализовано в черных сланцах нятыгранской свиты рифея. Радиогеохимическая история других эпох в различных геоструктурах Дальнего Востока с выявленным урановым оруденением выглядит к настоящему времени не столь рельефно, хотя для открытий мелких и средних месторождений перспективы остаются весьма значительными.

Выбор объектов добычи полезных ископаемых связан не только с крупными месторождениями, но и с экономически выгодными небольшими объектами. В этом плане остается недоизученной кайнозойская эпоха формирования инфильтрационного уранового оруденения в рыхлом обводненном выполнении Kz впадин, в угленосных депрессиях и в литифицированных образованиях докайнозойского фундамента, где могут быть совмещены продукты корообразующих и гидротермально-метасоматических процессов в зонах сквозькоровых разломов, активизированных плиоцен-четвертичным базальтоидным магматизмом.

[1] *Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е.* Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.

[2] *Печерский Д.М.* Поведение палеоинтенсивности и других характеристик палеомагнитного поля в неогее // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38, № 4. С. 180–189.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БОДАЙБИНСКОГО РАЙОНА

Б.Г. Покровский, М.И. Буякайте, О.Л. Петров

Москва, Геологический институт РАН, pokrov@ginras.ru

Осадочные толщи, относимые в современных стратиграфических схемах к среднему и позднему рифею, в Бодайбинском синклинории сильно метаморфизованы (до амфиболитовой фации) и не прослеживаются картированием во внешнюю зону Патомского нагорья, где располагаются опорные для данного района разрезы позднего докембрия. Вследствие этого их возраст остается дискуссионным. Не вполне проясняют ситуацию и опубликованные в последнее время результаты U-Pb датирования. Возраст детритовых цирконов хомолхинской свиты, вмещающей крупнейшее золоторудное месторождение Сухой Лог, составляет, согласно **[1]**, 600 млн лет, тогда как по данным **[2]** монацит, отражающий возраст метаморфизма или катагенеза той же свиты, был сформирован 650±8.1 млн лет назад, что свидетельствует о ее довендском возрасте.

На территории Бодайбинского синклинория изотопный состав углерода, кислорода, серы и стронция изучен нами в неопротерозойских отложениях, вскрываемых реками Кадали и Жуя. Важнейшим хемостратиграфическим маркером здесь является имняхская свита – мощная (более 1500 м) существенно карбонатная тоща, согласно залегающая на сланцах хомолхинской свиты. Нами установлено, что мраморы имняхской свиты по изотопному составу углерода ($\delta^{13}C$=–9.0±0.4 ‰) и стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.70810–0.70822) полностью идентичны известнякам жуинской серии патомского комплекса, сопоставляемой в настоящее время с глобальным событием «Шурам-Вонока» (~580–560 млн лет). Метаморфизм не сопровождался выносом стронция, содержания которого в мраморах имняхской свиты столь же высоки (до 6290 мкг/г), как в известняках наиболее глубоководных частей неопротерозойского Патомского палеобассейна, и проявился лишь в обеднении пород тяжелым изотопом кислорода: в мраморах имняхской свиты среднее значение $\delta^{18}O$=17.2±1 ‰ на 3–4 ‰ ниже, чем в известняках жуинской серии.

По мощности имняхская свита как минимум в три раза превосходит формации Шурам в Омане и Вонока в Австралии, которые дали название этой крупнейшей в истории Земли отрицательной изотопно-углеродной аномалии, и не менее чем в 1.5 раза – жуинскую серию в наиболее мощных разрезах Патомского прогиба.

Карбонаты подстилающих имняхскую свиту черных карбонатсодержащих сланцев хомолхинской (валюхтинской) и гохтачинской (баракунской) свит характеризуются широкими вариациями значений $\delta^{13}C$ (–14.2…+7.0 ‰) и $\delta^{18}O$ (12.4…23.4 ‰), свидетельствующими о сильных постседиментационных изменениях. Тем не менее положение в разрезе и аномально высокие значения $\delta^{13}C$ в наименее измененных образцах не оставляют сомнений в их вендском возрасте. Значения $\delta^{34}S$ в пирите уменьшаются снизу вверх по разрезу от 23.3 ‰ в рифейской согниондонской свите до –3.5 ‰ в вендской хомолхинской свите в соответствии с глобальной тенденцией, которая связывается с появлением в венде биотурбаторов, деятельность которых благоприятствует окислению сульфидов в поверхностном слое осадка и миграции обедненной ^{34}S сульфатной серы в водную толщу **[3]**.

Проблематичной остается корреляция баракунской и кумакулахской свит, залегающих, соответственно, на гляциогенных отложениях джемкуканской (большепатомской) и ничатской свит, считающихся стратиграфическими аналогами **[4]**. Сходство минимального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70727) в карбонатах баракунской свиты на Уринском поднятии, отмеченное в работе **[5]**, и аналогичного отношения в кумакулахской свите (0.70725) **[6]** идеально подтверждало эту корреляцию, однако цифра, опубликованная в работе **[5]**, оказалась неверной: повторное определение в том же образце дало отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.70825, тогда как повторные определения изотопного состава стронция в известняках кумакулахской свиты подтвердили опубликованные ранее данные.

В наименее измененных образцах высокостронциевых известняков баракунской свиты, обнажающейся на р. Жуе около п. Перевоз, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70767) близко к аналогичной величине для той же свиты на Уринском поднятии (0.70776) и существенно выше, чем в известняках кумакулахской свиты. Минимальное значение $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.70754, установленное в стратотипе мариинской свиты, подстилающей на р. Жуе джемкуканскую свиту, также выше, чем в кумакулахской свите (0.70725), из чего следует, что джемкуканская (большепатомская) свита, возможно, не является стратиграфическим аналогом ничатской свиты, но сформирована позднее.

Более вероятно, однако, что все отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в мариинской и баракунской свитах модифицированы на стадии эпигенеза и не характеризуют время осадконакопления. В отличие от кумукулахской свиты, мариинская и баракунская свита содержат значительное количество битумоидов. В процессе катагенеза из органического вещества выделяются карбоксильные кислоты и другие продукты окисления углеводородов, которые играют важную роль в эпигенетическом карбонатообразовании. Типичная для неопротеройских «углистых» карбонатов Байкальской горной области отрицательная корреляция значений $\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ свидетельствует, что этот процесс сопровождается обогащением карбонатов радиогенным стронцием, который извлекается из терригенной компоненты.

[1] *Meffre S., Large R.R., Scott R. et al.* Age and pyrite Pb-isotope composition of the giant Sukhoy Log sedimenthosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 2377–2391.

[2] *Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др.* Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой лог по данным U-Th-Pb-ихотопного SHRIMP датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 1. С. 32–64.

[3] *Canfield D.E., Farquhar J.* Animal evolution, bioturbation, and the sulfate concentration of the oceans // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2009. V. 106. P. 8123–8127.

[4] *Чумаков Н.М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 21–34.

[5] *Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н. и др.* Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.

[6] *Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

«НЕБАЛТИЙСКИЙ» ИСТОЧНИК ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ДЛЯ ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ

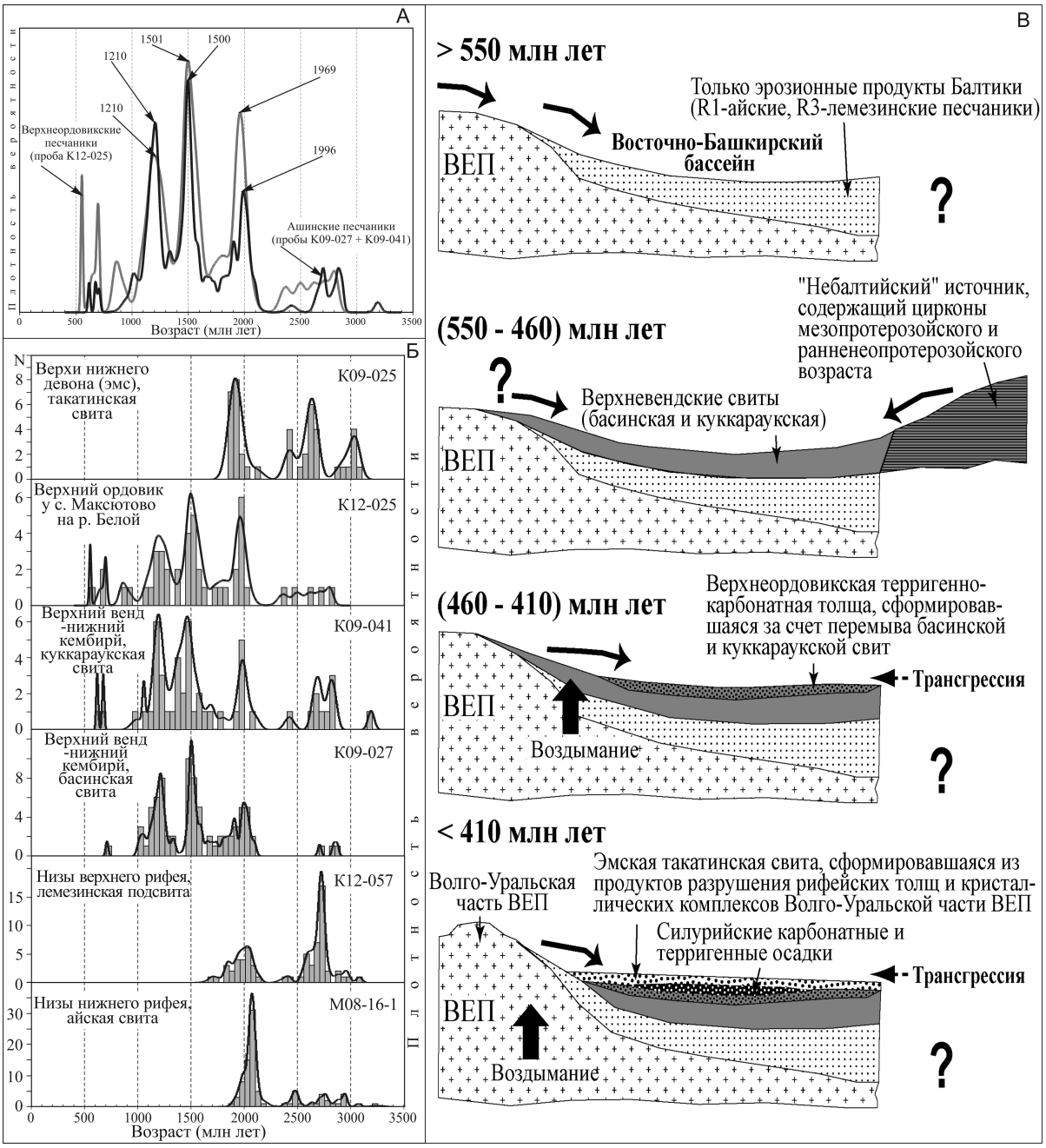
Т.В. Романюк, **, Н.Б. Кузнецов**, ***, Е.А. Белоусова****, К.Е. Дегтярев***, Е.С. Пыжова*****, А.В. Маслов******, В.М. Горожанин*******, Е.Н. Горожанина********

*Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru
**Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина
***Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru, degtkir@mail.ru
****Сидней, Австралия, GEMOC-центр, Маквори университет, elena.belousova@mq.edu.au
*****Москва, Российский университет дружбы народов, jene4ka_89_07@mail.ru
******Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, maslov@igg.uran.ru
*******Уфа, Институт геологии УфНЦ РАН, gorozhanin@ufaras.ru, ygorozhanina@yandex.ru

Приведены первые результаты U/Pb датирования цирконов из песчаников верхнего ордовика Башкирского поднятия (БП) Южного Урала, а также сравнительный анализ U/Pb возрастов цирконов из песчаников разных стратиграфических уровней рифейско-палеозойского разреза БП **[2–4** и др.**]**. Проба K12-025 (53°0'29.30"с.ш., 56°56'36.40"в.д.) отобрана из среднезернистых косослоистых существенно кварцевых доломитистых песчаников. Эти песчаники с параллельным несогласием залегают на юге БП на более древних толщах и слагают основание палеозойского разреза **[1]**. Из этой пробы было выделено 208 зерен цирконов, из которых 15 % зерен трещиноватые, а многие содержат инородные включения. Изучение U/Th/Pb изотопной системы цирконов проведено в центре GEMOC (Маквори университет, Сидней, Австралия). Всего было датировано 60 зерен, из них 45 анализов (75 %) характеризуются дискордантностью ($|D| \leq 10$ %), остальные датировки исключены из рассмотрения. Конкордантные возрасты цирконов попадают в диапазон от 554±9 до 2806±33 млн лет (рисунок, *А*, *Б*).

Рифейский (~1.75–0.67 млрд лет) этап формирования осадочных толщ БП все еще весьма слабо охарактеризован данными о U/Pb возрастах детритовых цирконов. Однако эти данные в совокупности с материалами литолого-геохимических исследований позволяют предполагать, что в течение почти всего рифея кластика в Восточно-Башкирский бассейн (ВББ), реликты которого представлены в настоящее время в БП, поступала преимущественно со стороны Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – из «балтийских источников» **[2, 3]**. Результаты изучения цирконов из песчаников верхневендско-нижнекембрийской ашинской серии, залегающей на рифейских толщах с параллельным несогласием, позволяют считать, что в конце венда в ВББ стал поступать обломочный материал, содержащий мезопротерозойские и ранненеопротерозойские цирконы **[4]**. Комплексы пород с такими возрастами известны в настоящее время только в северо-западной части ВЕП, отстоящей от БП более чем на 2000 км, поэтому рассматривать их в качестве доминирующего/основного источника кластики для песчаников ашинской серии нет оснований. Это позволило высказать предположение о появлении в конце венда нового – «небалтийского» – источника кластики, располагавшегося восточнее (современные координаты) ВББ **[4]**. Датирование цирконов из песчаников эмской (верхи нижнего девона) такатинской свиты (также залегающей на подстилающих образованиях с параллельным несогласием) показало, что к концу раннего девона произошло следующее кардинальное изменение источников сноса обломочного материала – в размыв в это время были вовлечены только комплексы пород, содержавшие цирконы с возрастом древнее 1.87 млрд лет. На этом основании был сделан вывод о том, что в раннем девоне единственно возможной питающей провинцией для ВББ была Волго-Уралия **[4]**.

Отличительной чертой этапа, начавшегося в позднем венде и завершившегося в предэмское время, является поразительная схожесть спектров возрастов цирконов из песчаников верхнего ордовика и ашинской серии: их сопоставление выявляет почти полную идентичность пиков на кривых плотности вероятности (рисунок, *А*). Такая высокая степень сходства спектров возрастов необычна, если учесть, что в течение позднего венда – ордовика условия седиментации в БП были весьма изменчивы.



***А* – кривые плотности вероятности для возрастов цирконов из верхнеордовикских песчаников и для суммарного набора возрастов из верхневендских куккараукской и басинской свит; *Б* – сводка гистограмм и кривых плотности вероятности для U-Pb возрастов цирконов проб из рифейско-палеозойского разреза ВББ: М08-16-1 – айской свиты бурзяния (нижний рифей) [2], К12-057 – лемезинской подсвиты зильмердакской свиты каратавия (верхний рифей) [3], К09-027 и К09-041 – басинской и куккараукской свит ашинской серии верхнего венда – нижнего кембрия [4], К12-025 – верхнего ордовика (настоящая работа), К09-025 – такатинской свиты эмского яруса нижнего девона [4]; *В* – концептуальная внемасштабная схема интерпретации палеогеографической эволюции Южно-Уральской периферии ВЕП.**

Палеотектонические и палеогеографические реконструкции для позднего ордовика **[5]** подразумевают поступление кластики в ВББ со стороны ВЕП при накоплении в стабильной тектонической обстановке. Это хорошо соотносится с особенностями состава и строения изученной верхнеордовикской терригенно-карбонатной толщи. Однако в цирконах из верхнеордовикских песчаников существенной роли собственно «балтийских источников» не отмечается. Напротив,

фиксируется большое сходство со спектрами возрастов цирконов из песчаников ашинской серии. Такой парадокс может быть объяснен, если предположить, что песчаники верхнего ордовика южной части БП были сформированы за счет продуктов эрозии стратиграфических аналогов ашинской серии, распространенных в Шкаповско-Шиханской впадине Волго-Уральской области (бижбулякский комплекс) (рисунок, *В*). По всей видимости, к позднему ордовику эти толщи оказались выведены на эрозионный срез и, претерпев химическое и минералогическое вызревание, стали источниками обломочного материала для верхнеордовикских образований южной части БП.

Исследования выполнены за счет средств РНФ (14-27-00058), а также Министерства образования (№ 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН и 2330 – РГУ НиГ).

[1] *Краузе С.Н., Маслов В.А.* Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: Изд-во БФ АН СССР, 1961. 94 с.

[2] *Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А.* Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2013. Т. 451, № 3. С. 308–313.

[3] *Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С.* Первые результаты датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645.

[4] *Kuznetsov N.B., Meert J.G, Romanyuk T.V.* Ages of the detrital Zircons (U/Pb, La-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic - Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the South-Western Urals: a Testing of an Australia-Baltica Connection within the Rodinia // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 288–305.

[5] *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Fume A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V.* Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 23–63.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЮ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНУЙСКО-ЧУЙСКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.С. Рубанова, **, М.М. Буслов*, ***

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
alyona212@igm.nsc.ru, misha@igm.nsc.ru
**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Развитие изотопных методов U-Pb датирования детритовых цирконов в последние годы позволило не только получить огромное количество новой информации о возрасте осадочных толщ по всему Центрально-Азиатскому региону, но, что не менее важно, определить их источник сноса, произвести качественные тектонические и геодинамические реконструкции. В данной работе мы представляем результаты U-Pb датирования детритовых цирконов осадочных толщ Горного Алтая в пределах Ануйско-Чуйской зоны. Данная зона является уникальным объектом, в котором запечатлена почти непрерывная геологическая история длительностью около 200 млн лет (кембрий–карбон), характеризующая эволюцию окраинно-континентальных геодинамических комплексов Сибирского континента **[1]**.

Ануйско-Чуйская зона представляет собой крупнейшую в пределах Горного Алтая структуру, ограниченную региональными позднепалозойскими сдвигами и сдвиго-надвигами, протяженностью более 500 км и шириной до 200 км. В состав Ануйско-Чуйской зоны входят (возраст дан с учетом новых данных по U-Pb датированию детритовых цирконов): 1) позднекембрийско-раннеордовикские турбидиты преддугового прогиба (мощностью до 2–3 км) Кузнецко-Алтайской островной дуги; 2) несогласно (структурно и стратиграфически) через базальные конгломераты залегающие на них среднеордовикско-раннедевонские отложения пассивной окраины (мощностью до 6–8 км); 3) ранне-среднедевонские вулканогенно-осадочные образования (мощностью до 3 км), сформированные в обстановке активной окраины, несогласно (структурно и стратиграфически) перекрывающие деформированные породы пассивной окраины. Выше, с базальными конгломератами в основании, залегают верхнеживетско-франские моласоидные осадочные породы мощностью более 2 км. Завершает разрез фаменско-визейская моласса мощностью около 750 м, трансгрессивно перекрывающая ранне- и среднедевонские образования.

В основании позднекембрийско-карбоновых образований Ануйско-Чуйской зоны находится аккреционно-коллизионный комплекс пород (Курайский в южной части, Катунский в восточной и Каимский в северной) Кузнецко-Алтайской островной дуги, в состав которого входят тектонические пластины вулканогенно-осадочных пород океанических островов, офиолитов, осадков палеожелоба (олистостром и турбидитов).

Для выявления источников обломочного материала отложений Ануйско-Чуйской зоны и палеожелоба и уточнения их возрастных границ были проанализированы детритовые магматические цирконы из восьми образцов песчаников различных возрастных уровней (от V-$Є_1$ до D_1). U-Pb датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics Resolution M-50-HR Eximer Laser Ablation System в отделе наук о Земле Гонконгского университета, методика исследований подробно описана в **[2]**.

Цирконы, выделенные из песчаников каимской и курайской свит, входящих, соответственно, в состав образований палеожелоба Каимского и Курайского аккреционных клиньев, демонстрируют практически идентичную возрастную популяцию с основными пиками в 509, 524 и 539 млн лет для каимской свиты (по 39 конкордантным зернам) и 502 млн лет для курайской (по 103 конкордантным зернам). Нижний возрастной предел накопления отложений каимской свиты, оцененный по самому молодому пику на графике плотности вероятности **[3]**, ограничен отметкой ~507 млн лет и ~502 млн лет для курайской свиты.

Позднекембрийско-раннеордовикский преддуговой прогиб на территории Горного Алтая можно охарактеризовать по детритовым цирконам, выделенным из песчаников горноалтайской серии и песчанской толщи (северо-западная часть Горного Алтая). 67 конкордантных значений возраста цирконов из отложений песчанской толщи образуют три практически равнозначных пика: 477, 508 и 533 млн лет. 112 конкордантных значений возраста цирконов горноалтайской серии дают достаточно узкий возрастной интервал с основным пиком 481 млн лет и подчиненным 503 млн лет. Нижний возрастной предел накопления толщ по самому молодому пику соответствует раннему ордовику.

Отложения пассивной окраины охарактеризованы по детритовым цирконам из песчаников различного возраста: 1) средне-верхнеордовикской ануйской серии, несогласно залегающей на флишоидах горноалтайской серии, базальных конгломератов среднеордовикской ханхаринской свиты, перекрывающих с несогласием песчанскую толщу; 2) силурийской чесноковской свиты; 3) раннедевонской камышенской свиты. Образцы характеризуются схожим распределением возрастов цирконов, отвечающих диапазону 470–530 млн лет, на раннедевонском уровне появляется достаточно многочисленная популяция неопротерозойских (904–772 млн лет) и палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов.

По изучению популяций цирконов определено, что основным источником сноса для осадочных комплексов Ануйско-Чуйской зоны стали магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги. Существенный привнос более древнего материала отмечается лишь на нижнедевонском этапе, что свидетельствует о появлении новых источников сноса, наиболее вероятно связанных с магматическими породами фундамента Сибирской платформы.

Уточнен возрастной уровень формирования пород преддугового прогиба и пассивной окраины с омоложением нижней границы. На основании присутствия в этих отложениях большого количества раннеордовикских детритовых магматических цирконов сделан вывод о том, что деятельность Кузнецко-Алтайской островной дуги интенсивно продолжалась и в нижнем ордовике.

[1] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д.Ч., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1627.

[2] *Xia X., Sun M., Geng H., Sun Y., Wang Y., Zhao G.* Quasi-simultaneous determination of U–Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. V. 26. P. 1868–1871.

[3] *Dickinson W.R., Gehrels G.E.* Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 288. P. 115–125.

ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев, П.А. Серов**, В.Ю. Киселева**

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rudnev@igm.nsc.ru
**Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, mozay@nm.ru

В раннекаледонских структурах южной части Озерной зоны раннепалеозойский интрузивный магматизм проявился в составе нескольких самостоятельных магматических ареалов (Тугрэкский, Хатанхудгийнский, Даривский), расположенных среди полей развития островодужных вулканических комплексов вендского и венд-раннекембрийского возраста. В контурах этих ареалов выделяются разновозрастные гранитоидные, в том числе габброидные, ассоциации, которые образуют или небольшие массивы, с относительно простым строением, или крупные сложнопостроенные плутоны с длительной историей формирования **[1]**. Согласно ранее проведенным исследованиям, изученные гранитоидные ассоциации, участвующие в строении этих ареалов, формировались в диапазоне возраста от 530 до 483 млн лет. При этом было установлено, что их становление прослеживается на двух геодинамических этапах развития региона. На островодужном этапе (530–517 млн лет) происходило становление плагиогранитоидных ассоциаций, участвующих в строении Тугрэкского ареала (Тугрэкский плутон – 530±4 млн лет (ранний ритм); Удзурхудгийнский массив – 517±2 млн лет) и Хатанхудгийнского ареала (одноименный массив – 521±6 млн лет), а на аккреционно-коллизионном этапе (504–483 млн лет) фиксируется становление ряда плагиогранитоидных массивов, представленных в составе Тугрэкского ареала (одноименный плутон – 504±4 млн лет, поздний ритм) и Даривского ареала (Дутулинский массив – 483±5 млн лет).

Сопоставление полученных геохронологических дат и обстановок формирования гранитоидных массивов этих ареалов в южной части Озерной зоны позволяет сделать вывод, что они имеют сходство с этапами формирования гранитоидов в северной части Озерной зоны в составе Хиргиснурского (519–465 млн лет) и Харанурского ареалов (530–459 млн лет) и центральной части Озерной зоны в составе Бумбатхаирханского ареала (551–468 млн лет) **[2–4]**, а также с рубежами становления гранитоидных массивов, расположенных в осевой части хребта Дариби (567–467 млн лет), среди полей развития венд-раннекембрийских островодужных вулканических комплексов и докембрийских образований Дзабханского микроконтинента **[5, 6]**.

Минералого-петрографические исследования показали, что как на островодужном, так и на аккреционно-коллизионном этапе развития южного сегмента Озерной зоны среди гранитоидов основное развитие имеют только плагиогранитоидные ассоциации (диорит-тоналит-плагиогранитные, тоналит-плагиогранитные и плагиогранитные), которым, как правило, всегда предшествуют габброидные ассоциации **[7]**.

Результаты петрохимического изучения **[1]** исследуемых массивов показали, что плагиогранитоидные ассоциации Тугрэкского, Хатанхудгийнского и Даривского ареалов по своим характеристикам относятся к породам нормального ряда известково-щелочной серии. По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов, согласно классификации Дж.Г. Арта **[8],** плагиогранитоидные ассоциации этих ареалов относятся к высокоглиноземистому типу **[1]**.

Плагиогранитоидные ассоциации островодужного этапа, наблюдаемые в составе Тугрэкского плутона (ранний ритм), Удзурхудгийнского и Хатанхудгийнского массивов, по геохимическим характеристикам и индикаторным отношениям (La/Yb_N, Sr/Y, Cr/Ni) обнаруживают сходство с высокремнистыми адакитами (вулканическими аналогами тоналит-трондъемит-гранитных (TTG) комплексов различных регионов мира), формирование которых связано с частичным плавлением метабазитов N-MORB-типа, при погружении их в зону субдукции при $P \geq 15$ кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом **[9, 10–12]**. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования,

проведенные по плагиогранитоидам островодужного этапа, показали следующие результаты: Тугрэкский плутон – $\varepsilon_{Nd}(530)=+7.5$, $T_{Nd}=0.65$ млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70374$; Удзурхудгийнский массив $\varepsilon_{Nd}(517)=+8.3$, $T_{Nd}=0.57$ млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70346$; Хатанхудгийнский массив $\varepsilon_{Nd}(521)=+8.1$, $T_{Nd}=0.59$ млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70352$. Таким образом, указанные выше изотопные параметры, с учетом геохимических характеристик и сходства исследуемых плагиогранитоидных ассоциаций с адакитами, свидетельствуют, что исходные для высокоглиноземистых плагиогранитоидов островодужного этапа расплавы, вероятнее всего, формировались за счет плавления метабазитов N-MORB-типа, с незначительной добавкой древней коровой компоненты в область генерации магм. Следует отметить, что по петро- и геохимическим и изотопным характеристикам, а также возрасту породы исследуемых массивов имеют сходство с островодужными высокоглиноземистыми плагиогранитоидными ассоциациями центральной (Бумбатхаирханский ареал, одноименный плутон) и северной части (Харанурский ареал, одноименный плутон и его сателлиты) Озерной зоны **[2–4, 13]**. Характерной чертой гранитоидного магматизма южного сегмента Озерной зоны, в отличие от северной и центральной части Озерной зоны, является резкое преобладание высокоглиноземистых (адакитоподобных) плагиогранитоидов над низкоглиноземистыми, тогда как в центральной и северной части Озерной зоны низкоглиноземистые плагиограниты превалируют над высокоглиноземистыми и образуют крупные массивы. Выявленные различия в масштабах развития плагиогранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типа в различных сегментах Озерной зоны на венд-раннекембрийском этапе ее развития, вероятнее всего, могут быть следствием либо разной степени прогрева надсубдукционной мантии, либо различных скоростей и углов погружения океанической плиты в зону субдукции.

Высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа развития южной части Озерной зоны, наблюдаемые в составе Тугрэкского и Даривского ареалов, обнаруживают сходство с разновозрастными высокоглиноземистыми TTG-комплексами различных регионов мира **[10].** Образование исходных для них расплавов, согласно данным экспериментальных работ **[11]** и модельных расчетов **[12],** связано с частичным плавлением метабазитов при $P\geq15$ кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом в низах коллизионных сооружений при коллизии.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования (Sm-Nd и Rb-Sr методы) показали, что плагиогранитоидные ассоциации Тугрэкского и Даривского ареалов имеют следующие изотопные характеристики: Тугрэкский плутон, поздний ритм – $\varepsilon_{Nd}(504)=+6.1$, $T_{Nd}=0.74$ млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70359$ и Дутулинский массив – $\varepsilon_{Nd}(483)=+8.5$, $T_{Nd}=0.53$ млрд лет, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70358$. Представленные Sr-Nd изотопные данные указывают на широкие вариации значений ε_{Nd} и модельного возраста (T_{Nd}) в породах исследуемых массивов, что предполагает некоторые различия в составах исходных субстратов. Если для плагиогранитов Дутулинского массива, судя по высоким значениям ε_{Nd}, близким к деплетированной мантии, при формировании исходных для них расплавов основная роль принадлежит процессам плавления метабазитовых источников, то для плагиогранитоидов позднего ритма Тугрэкского плутона образование исходных для них расплавов, вероятнее всего, связано с частичным плавлением не только метабазитовых источников, но и древних коровых субстратов. В целом, можно отметить, что плагигранитоиды аккреционно-коллизионного этапа южной части Озерной зоны по времени формирования, составу и изотопным характеристикам практически не отличаются от плагиогранитов северной (Хиргиснурский массив, одноименный ареал) и центральной части (Гундгузинский и другие массивы в составе Бумбахаирханского ареала) Озерной зоны **[2–4, 13]**.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00381).

[1] *Руднев С.Н., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н. и др.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм южной части Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические и геохимические данные) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. СПб.: Sprinter, 2015. С. 242–243.

[2] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др.* Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 470–508.

[3] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С. и др.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 5. С. 557–578.

[4] *Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 1. С. 83–107.

[5] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др.* Этапы и тектоническая обстановка формирования комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.

[6] *Jian P., Kröner A., Jahn B. et al.* Zircon dating of neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian orogenic belt // Earth-Science Reviews. 2014. V. 133. P. 62–93.

[7] *Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др.* Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, СО РАН, 1990. 269 с.

[8] *Арт Дж.Г.* Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

[9] *Martin H., Smithes R.H., Rapp R. et al.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

[10] *Castillo P.R.* An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51, №. 3. P. 257–268.

[11] *Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydratation melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // Journal of Petrology. 1995. V. 36. P. 891–931.

[12] *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.

[13] *Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 417–444.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ В КОНТЕКСТЕ АНОМАЛЬНОЙ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ

С.В. Рудько, Н.Б. Кузнецов*, **, А.В. Шацилло***, В.Э. Павлов****

*Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru, rudko@gmail.com
**Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина
***Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

В отложениях красноцветной лопатинской свиты, залегающей в основании чингасанской серии позднего докембрия Тейско-Чапского прогиба (северо-восток Енисейского Кряжа), обнаружена аномальная магнитостратиграфическая запись **[1]**. В осадочной последовательности (мощностью 60 м) нижней части разреза лопатинской свиты зафиксировано 58 зон магнитной полярности. В связи с этим особый интерес вызывает скорость инверсионного процесса в лопатинское время и механизм фиксации остаточной намагниченности в осадочной летописи лопатинской свиты, которые могут быть частично прояснены путем оценки скорости седиментации и определения обстановки формирования осадков.

Отложения лопатинской свиты повсеместно залегают с размывом и угловым несогласием на метаморфизованных комплексах позднего протерозоя. В изученном стратотипическом обнажении «Красная скала» (примерно в 5 км выше поселка Тея по одноименной реке) разрез начинается с конгломератов, которые полностью состоят из обломков нижележащих сланцев и наращиваются монотонным переслаиванием песчаников различной размерности с подчиненными более редкими горизонтами гравелитов и алевролитов.

Большая часть разреза представлена очень хорошо сортированными тонкослоистыми мелко-среднезернистыми песчаниками, которые образуют горизонтальные, пологонаклоненные разнонаправленные и однонаправленные косослоистые серии, разделенные очень ровными эрозионными поверхностями. Мощность таких серий колеблется от 30 см до 1.5 м. На поверхностях напластования горизонтально-слоистых и пологонаклонно-слоистых песчаников встречаются знаки ряби течения, следы капель дождя и текстуры, которые, возможно, могут быть интерпретированы как адгезионная рябь (следы налипания песчаных зерен). Перечисленные характеристики указывают на периодическое осушение области седиментации и допускают участие эолового процесса в формировании отложений.

Крупнозернистые разности песчаников включают тонкие линзы плохо сортированных гравелитов, отчетливо параллельно-слоистых крупнозернистых песчаников с гравелитовой примесью, в которых изредка встречается нормальная градационная слоистость. Кроме того, отмечены массивные прослои гравелитов мощностью до 30 см с неокатанным гравием кварцитов и сланцев, а также пласты косослоистых разностей крупнозернистых песчаников. Изредка наблюдаются необычные текстуры выпуклой и пологоволнистой слоистости, которая может быть интерпретирована как результат возникновения антидюн.

Представляется, что грубозернистые отложения в целом формировались под действием временных водотоков, реже в результате вымывания более тонкого материала или дефляции.

С пластами грубозернистых отложений ассоциируют тонкослоистые песчано-алевролитовые горизонты, которые становятся более мощными (до 0.5 м) в верхней части разреза. В высыпках на поверхностях алевролита встречены арумберieморфные текстуры. Последние обычно ассоциируют с континентальной обстановкой осадконакопления **[2]**. Алевролиты сохраняются в разрезе только будучи законсервированы грубозернистыми разностями, которые, видимо, предохранили тонкий материал от дефляции.

Среди интересных текстурных особенностей отложений лопатинской свиты можно отметить встреченные в высыпках у обнажения микровулканы (структуры выхода воды из-под поверхности осадка), полигональные текстуры усыхания и разрушения бактериальной пленки.

Отложения лопатинской свиты накапливались в континентальной обстановке на незначительном удалении от области, подверженной денудации. Их формирование в пределах дельто-

вой или аллювиальной равнины исключено ввиду плохой окатанности гравийного материала, отсутствия заметных эрозионных русловых врезов и других признаков действия постоянного течения. Наиболее близкой актуалистической моделью формирования отложений лопатинской свиты являются так называемые «вади» – слабоврезанные каналы временных водотоков, которые распространены в современных пустынях. Следует отметить, что до экспансии наземной растительности область развития временных потоков и процессы дефляции могли охватывать территории с более влажным климатом.

Немногочисленные определения скорости аккумуляции осадков для современной континентальной эолово-флювиальной обстановки варьируются в широких пределах: от 0.2 м/1000 лет в песчаной пустыне Эль-Джафура (Саудовская Аравия) до 1.5 м/1000 лет на Александрийском побережье Южной Африки **[3]**. Мы полагаем, что отсутствие мощных косых серий и широкое развитие плоскопараллельной слоистости, незначительная мощность грубозернистых фаций, в целом, могут указывать на дефицит обломочного материала и медленную скорость прогибания бассейна. В связи с этим скорость осадконакопления должна была быть близка к минимальной.

Более точное определение скорости осадконакопления континентальных осадочных последовательностей (даже в отсутствие биостратиграфического метода) возможно методом циклостратиграфии, так как процессы континентального осадконакопления в значительной степени могут быть обусловлены изменениями климата, связанными с астрономическими циклами. Отмеченная литологическая изменчивость отложений лопатинской свиты и наличие разреза мощностью в десятки метров дают основание полагать, что при более детальном седиментологическом анализе астрономические циклы здесь могут быть расшифрованы.

Определенная нами обстановка формирования отложений лопатинской свиты исключает возможность фиксации первичной (синседиментационной) остаточной намагниченности в лопатинских песчаниках. Это связано с тем, что формирование отложений проходило преимущественно в результате механической транспортировки материала и его латерального перераспределения под действием потоков различной энергии, что противоречит ориентировке магнитных частиц под воздействием магнитного поля. Магнитная запись лопатинских песчаников, по-видимому, связана с явлением вторичной остаточной намагниченности, приобретенной в результате инфильтрационных процессов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-00403, 13-05-12030, 15-35-21059) и Минобрнауки РФ – договор № 14.Z50.31.0017 (ИФЗ РАН) и грант 2330 (РГУ им. И.М. Губкина). Обработка аналитических данных и подготовка материалов публикации проведены при поддержке РНФ (грант 14-27-00058, ГИН РАН).

[1] *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В.* Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015 (в печати).

[2] *Колесников А.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Арумбериеморфные текстуры в верхнем венде Урала // ДАН. 2012. Т. 447, №. 1. С. 66–72.

[3] *Clemmensen L.B., Øxnevad I.E.I., De Boer P.L.* Climatic controls on ancient desert sedimentation: some late Palaeozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA // Orbital forcing and cyclic sequences / Eds. P.L. de Boer, D.G. Smith. Special Publication 19 of the IAS. Malden, Ma, USA: Wiley-Blackwell, 1994. P. 439–457.

БУРУНДИНСКИЙ МАССИВ МОНЦОНИТОВ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, Е.С. Богомолов, И.В. Анисимова, А.М. Федосеенко

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

Бурундинский массив, расположенный в бассейне реки Витимкан, давно привлекал к себе внимание в связи с проблемой выделения и возраста гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Обычно этот массив описывался как один из эталонов витимканского комплекса гранитов раннего палеозоя **[1, 2]**. Б.А. Литвиновский и А.Н. Занвилевич **[3]** пришли к выводу о том, что на месте Бурундинской интрузии находятся порфиробластические метасоматические породы, возникшие в результате «гранитизации сланцевой кровли» при внедрении баргузинских гранитов батолита, которые представлены группой сближенных мелких интрузивных тел субщелочных лейкократовых гранитов. По результатам ГДП-200 **[4]** В.В. Кошкин выделил Бурундинский массив в качестве петротипа самостоятельного бурундинского интрузивного комплекса раннего палеозоя в составе первой фазы монцонитов и второй фазы лейкогранитов. Раннепалеозойский возраст комплекса, согласно В.В. Кошкину **[4]**, определяется интрузивными контактами лейкогранитов Ангокитского и Кугандинского массивов с венд-кембрийскими отложениями и монцонитов Бурундинского массива с карбонатным горизонтом давыкшинской (?) свиты раннего кембрия. Кроме этого, ряд изотопных оценок возраста монцонитов различных тектонических зон Восточного Забайкалья, полученный K-Ar и U-Pb методами, также отвечает раннему палеозою (В.М. Ненахов, П.Ф. Зайцев и др.). Вместе с тем, И.Н. Тихомиров (устное сообщение) отмечает, что по неопубликованным данным Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ (SHRIMP-II) цирконы монцонитов и лейкогранитов бурундинского комплекса характеризуются позднерифейским интервалом значений возраста от 853 до 783 млн лет. Учитывая дискуссионность интерпретации геологических наблюдений в Икатском хребте, нахождение монцонитов и лейкогранитов в составе интрузивных комплексов различного возраста, а также принципиальное значение возрастной позиции бурундинского комплекса в тектономагматической эволюции региона, авторы выполнили изотопно-геохронологическое изучение монцонитов Бурундинского массива U-Pb методом по циркону (TIMS).

Проба монцонитов (N1182) отобрана В.В. Кошкиным на южном склоне Икат-Витимканского водораздела. Выделенный из монцонитов акцессорный циркон представлен прозрачными, идиоморфными и субидиоморфными, призматическими и длиннопризматическими кристаллами с тонкой и четко проявленной зональностью, типичной для магматических цирконов. Метамиктизированные ядра неправильной формы были обнаружены лишь в некоторых полупрозрачных зернах циркона. Точки изотопного состава наиболее прозрачного циркона трех микронавесок из различных размерных фракций образуют дискордию (степень дискордантности 0.2–1.0 %), нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 802±6 млн лет (СКВО=0.94). Это значение отвечает оценке возраста кристаллизации магматического циркона монцонитов Бурундинского массива.

Полученное значение возраста монцонитов Бурундинского массива оказалось значительно древнее всех ранее предполагавшихся геологических оценок и отвечает завершающему периоду 0.79–0.83 млрд лет раннего неопротерозоя. Магматические комплексы этого возрастного периода широко развиты в Анамакит-Муйском террейне **[5]** и в Аргода-Гаргинской зоне **[6]** Баргузинского террейна. В отличие от них, тектоническая позиция монцонитовых массивов бурундинского комплекса ограничена узкой коллизионной сдвиговой зоной на границе Аргода-Гаргинского древнекорового блока и Витимканского рифтогенного прогиба позднего неопротерозоя. В структуре этой сдвиговой зоны крупные массивы монцонитов представляют собой линейно вытянутые транспрессивные дуплексы интенсивно катаклазированных пород, которые чередуются с дуплексами, сложенными резко различными по уровню метаморфизма осадочными и вулканогенными комплексами пород. Так, в северо-восточной части зоны монцониты и

кварцевые сиениты Якшинского массива ассоциируют с мигматизированными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, метариолитами, амфиболитами, бластомилонитами и кварцитами, которые выделялись в гаргинскую серию раннего протерозоя **[7]**. На юго-западном фланге монцониты Бурундинского массива прорывают бимодальную толщу вулканитов, известково-силикатных сланцев и метапесчаников с горизонтами мраморизованных известняков, метаморфизованных на уровне зеленосланцевой фации. Согласно новым данным, эти толщи древнее 800 млн лет и их объединение в единую суванихинскую свиту позднего неопротерозоя – раннего венда **[4]**, развитую в Витимканском прогибе и Сайжекон-Багдаринской зоне, является ошибочным.

Согласно Nd-изотопным данным, монцониты Бурундинского и Якшинского массивов характеризуются значениями модельного возраста $t_{Nd}(DM)$ от 2.1 до 2.2 млрд лет ($t_{Nd}(DM\text{-}2st)$=2.4–2.7 млрд. лет), которые указывают на их связь с древнекоровым источником. Источники родоначальных расплавов вулканитов бимодальной толщи Ивановского мегаксенолита в Бурундинском массиве также связаны с древней континентальной корой. Так, метариолиты характеризуются модельным возрастом $t_{Nd}(DM)$ от 2105 до 2370 млн лет ($t_{Nd}(DM\text{-}2st)$=2.5–2.8 млрд лет) и отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ – от –11.5 до –15.5. Высокотитанистые метабазальты со среднекоровым Sm/Nd отношением и модельным возрастом $t_{Nd}(DM)$=2.2 млрд лет имеют значение $\varepsilon_{Nd}(T)$, равное –8.6, которое свойственно базальтам континентальных рифтовых зон.

Таким образом, магматические дуплексы монцонитов Горбылок-Бурундинской сдвиговой зоны, вероятно, фиксируют раннебайкальский этап аккреции блоков древней континентальной коры в структуру Баргузино-Витимского супертеррейна или Баргузинского микроконтинента на рубеже 0.79–0.80 млрд лет.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 15-05-07720). Авторы благодарны В.В. Кошкину за предоставленные материалы и плодотворную дискуссию.

[1] *Хренов П.М.* Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы их металлогении // Материалы по изучению производительных сил БурАССР. Вып. 3. Улан-Удэ, 1957. С. 17–68.

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

[3] *Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н.* Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 139 с.

[4] *Государственная геологическая карта Российской Федерации* масштаба 1:200000. Серия Баргузино-Витимская. Изд. второе. Лист N-49-XVI (Карафтит). 2009.

[5] *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.

[6] *Школьник С.И., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Бараш И.Г., Дмитриева Н.В.* Природа и возрастной диапазон формирования метаморфических пород Гаргинского массива (Икатский хребет, Байкальская горная область) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Sprinter, 2015. С. 339–340.

[7] *Руднев В.П.* Тектонические структуры центральной части Икатского хребта // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 1 (XXII). Иркутск, 1957.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ И ГЕОХИМИИ КАТУГИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.Б. Савельева, Е.П. Базарова

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

Катугинское месторождение в южной части Сибирской платформы (Чаро-Удоканский район, Читинская область) относится к числу уникальных месторождений редкоземельно-ниобий-танталовых руд с криолитом **[1]**. Месторождение располагается в юго-восточной части раннепротерозойского Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба и приурочено к границе прогиба с Катугинским выступом архейского Алданского щита **[2]**. Генезис месторождения спорный. Первоначально оно было выделено и описано как типичный представитель щелочных (полевошпатовых) метасоматитов, приуроченных к глубинным разломам кристаллического фундамента и образованных по метаморфическим породам, мигматитам или гранитам, но в последние десятилетия появилась точка зрения о магматическом происхождении месторождения.

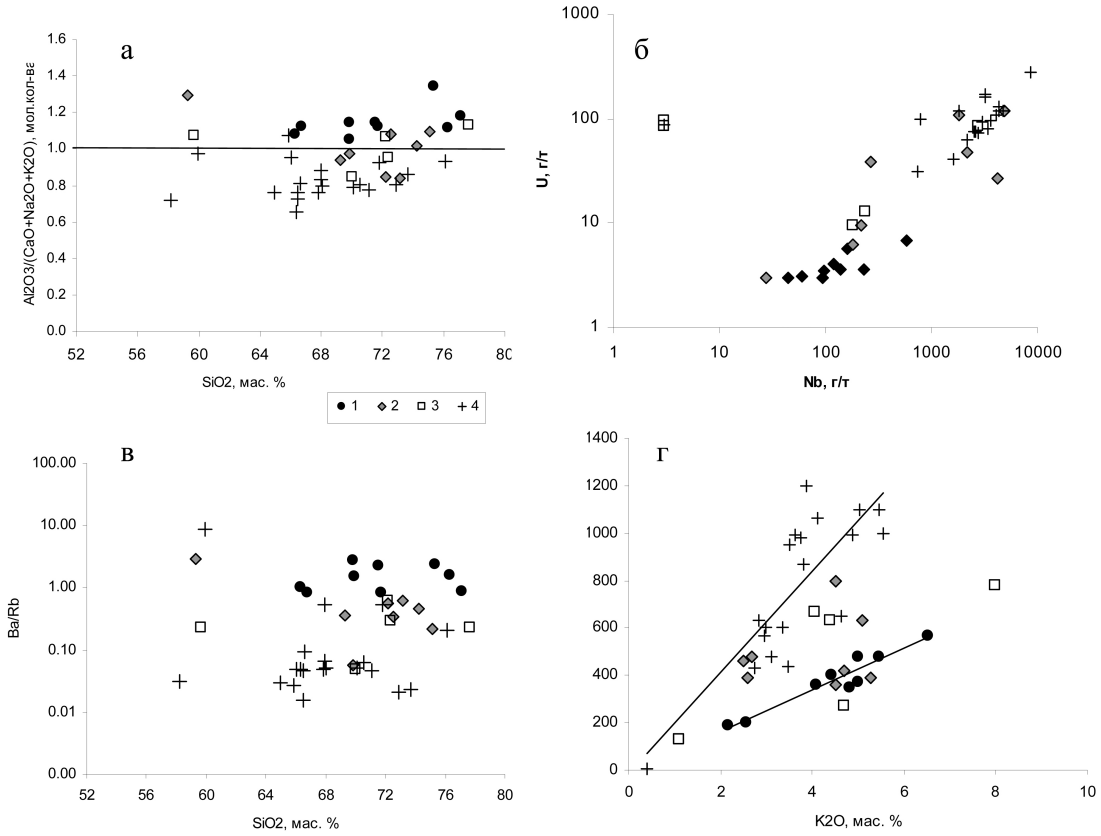
Породы катугинского комплекса, с которыми связано месторождение, образуют выход площадью около 2.8 км^2, по периферии которого развиты мигматиты, гнейсы и кристаллические сланцы **[2]**. Внешне породы комплекса представляют собой средне- и мелкозернистые, местами пегматоидные, нередко гнейсовидные, лейкократовые и мезократовые граниты, среди которых выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые (биотит-рибекитовые), арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые и эгириновые разности. Лейкократовые минералы во всех разновидностях представлены кварцем, микроклином и альбитом.

Мелко-и среднезернистые биотитовые граниты относятся к плюмазитовым (ASI=1.05–1.35) гранитам в основном повышенной щелочности (Na_2O+K_2O=5.6–9.5), высоко- и умеренно-калиевым (рисунок, *а*). Для них характерны высокие содержания F (0.5–1.5 мас. %), умеренные CaO (0.3–2.3) и TiO_2 (до 0.6 мас. %), низкие MgO (<0.40 мас. %) и P_2O_5, высокая железистость (f=0.91–0.97) Положительная корреляция между F и CaO отражает присутствие флюорита. Геохимическими особенностями гранитов являются повышенные, относительно палингенных гранитов нормальной щелочности **[3]**, содержания Mo – в среднем в 16 раз, Be в 14 раз, Y в 12 раз, F в 9 раз, Nb в 5 раз, Th в 4 раз, Zr, Sn, Rb в 2 раза и обедненность Sr, Ba, V.

Биотит-амфиболовые граниты отличаются от биотитовых повышенным содержанием $FeO_{общ}$ и пониженными отношениями (мол. кол-ва) $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$. Для них характерны широкие вариации содержаний CaO – от ниже пределов обнаружения до 1.8 мас. %, более низкие содержания MgO – до менее 0.06 мас. %, K_2O и Al_2O_3, более высокая окисленность железа. По сравнению с биотитовыми гранитами в биотит-амфиболовых гранитах в среднем на порядок выше содержания Zr, Nb, Ta, U (рисунок, *б*) и резко повышены содержания Y (до 1.2 %).

Эгирин-амфиболовые граниты по сравнению с биотитовыми гранитами в целом характеризуются более низкими содержаниями SiO_2 и повышенными суммами оксидов щелочей. На диаграмме (Na_2O+K_2O)-SiO_2 они располагаются в полях гранитов и сиенитов. Для эгирин-арфведсонитовых гранитов характерны повышенная агпаитность (Кагп=0.93–1.53), пониженные отношения K_2O/Na_2O, высокая окисленность железа, очень низкие содержания CaO, MgO, P_2O_5 и умеренные содержания TiO_2 и $FeO_{общ}$. Содержание F достигает 5 мас. % в криолитсодержащих разностях. Сопоставление со средними составами палингенных гранитов нормальной щелочности показывает, что в наибольшей степени (более чем на порядок) эгирин-рибекитовые граниты обогащены Nb, Ta, Zr, U, Sn.

Амфиболовые граниты, подобно биотит-амфиболовым, не образуют на петрохимических диаграммах компактных полей, что указывало бы на наличие особого расплава, исходного для этих гранитов. Это дает основание предполагать, что амфиболовые граниты могут являться как амфиболизированными эгириновыми гранитами, так и измененными щелочными растворами биотитовыми гранитами.



Соотношения $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, мол. кол-ва – SiO_2, мас. % (*а*), U, г/т – Nb, г/т (*б*), Ba/Rb – SiO_2, мас. % (*в*) и Rb, г/т – K_2O, мас. % (*г*) в породах катугинского комплекса. *1* – биотитовые граниты; *2* – биотит-амфиболовые граниты; *3* – арфведсонитовые граниты; *4* – эгирин-арфведсонитовые граниты.

Полученные данные показывают, что в состав катугинского комплекса входят граниты двух геохимических типов – флюоритсодержащие плюмазитовые граниты с высокими концентрациями Be и Mo и агпаитовые редкометалльные граниты с Nb, Ta, Zr, U, Sn и криолитом. Низкие отношения K/Rb и Ba/Rb в гранитах обоих типов (рисунок, *в*) указывают на то, что образование тех и других связано с глубокой дифференциацией исходных расплавов; при этом наиболее низкие содержания Sr и Ba в эгирин-амфиболовых гранитах свидетельствуют о более продвинутой дифференциации.

Несмотря на то, что как эгирин-амфиболовые, так и биотитовые граниты являются производными глубоко дифференцированных расплавов, на диаграмме Кв-Аб-Орт точки их составов не группируются ни вблизи минимумов, ни вблизи котектик. Это может быть вызвано нестабильными условиями кристаллизации либо отражать проявление постмагматических процессов. Широкий диапазон содержаний нормативного кварца указывает на значительные вариации общего давления при кристаллизации гранитов, а варьирующиеся отношения Аб/Орт отражают изменчивость отношения $P_{общ}/P_{H2O}$ и влияние F на состав гранитной эвтектики. Отчетливая положительная корреляция между K_2O и Rb в биотитовых гранитах указывает на отсутствие значительных метасоматических изменений в этих породах (рисунок, *г*). В эгирин-амфиболовых гранитах положительная корреляция между K_2O и Rb выражена хуже, с чем согласуются наблюдаемые в шлифах более интенсивные постмагматические преобразования этих гранитов (микроклинизация, альбитизация).

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 14-17-00325).

[1] *Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М.* Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 4. С. 389–396.

[2] *Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н.* Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, №. 2. С. 115–131.

[3] *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

КАЙНОЗОЙСКОЕ ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ МОНГОЛИИ: КАРТА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

В.А. Саньков, **, А.В. Парфеевец**

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sankov@crust.irk.ru
**Иркутск, Иркутский государственный университет, sankov@crust.irk.ru

В результате многолетних геолого-структурных исследований на территории Монголии составлена карта палеонапряженного состояния и выявлены основные тренды развития коровых деформаций в кайнозое. Для реконструкций стресс-тензоров палео- и современного поля напряжений нами использовались собранные данные о тектонической трещиноватости и штрихах скольжения в зонах разломов, а также опубликованные данные о механизмах очагов землетрясений. Дополнительная информация о кинематике разломов получена по результатам дешифрирования космических снимков и цифровых моделей рельефа. Расчеты тензоров тектонических напряжений проведены с использованием технологии, реализованной в программных комплексах TENSOR **[1]** и WinTENSOR **[2]**. Классификационным признаком типа напряженного состояния является стресс-отношение $R=(\sigma2-\sigma3)/(\sigma1-\sigma3)$, характеризующее форму эллипсоида напряжений **[3]**.

Территория Монголии представляет собой геодинамический полигон с широким спектром режимов напряженно-деформированного состояния. В пределах ее на основе основных структурных и деформационных характеристик выделяются несколько доменов и субдоменов. Транстенсионный Дархат-Хубсугульский домен в Северной Монголии является частью Байкальской рифтовой системы. На юге он граничит с Северо-Хангайским сдвиговым доменом, который может быть разделен на несколько субдоменов: Хан-Хухэйский (транспрессионный), Болнайский (сдвиговый), Селенгинский (транстенсионный) и Орхон-Тольский (транспрессионный). Наличие указанных субдоменов корреспондирует с теоретически предсказанным распределением областей с различным напряженно-деформированным состоянием и соответствующих им областей распространения различных типов вторичных разрывов в упругой модели для левостороннего сдвига **[4]**. На западе (Монгольский Алтай) и юге (Гобийский Алтай) выделяются крупные транспрессионные домены, в которые включены как одноименные поднятия, так и прилегающие предгорные впадины. Гоби-Алтайский домен с востока граничит с Гобийским транспрессионным доменом, который, в отличие от него, заложен на структурах северо-восточного простирания и существенно по-иному выражен в современном рельефе.

Выделены два мозаичных домена – Хагайский и Хэнтейский, где на фоне условий растяжения, связанного со сводовым поднятием, выделяются районы с условиями транстенсии и транспрессии. Хангай-Хэнтейская тектоническая седловина контрастно разделяет сводовые поднятия, выделяясь на карте преобладанием условий сжатия и сдвига.

Характеристики палео- и современного напряженного состояния имеют определенные закономерности пространственного распределения, а именно:

- веерную картину ориентации осей максимального горизонтального сжатия S_H – от субмеридиональной на западе до СВ и ВСВ на востоке с некоторыми отклонениями;
- закономерное изменение условий СВ транспрессии на западном сегменте протяженного Северо-Хангайского сдвига в Северной Монголии на условия сдвига на центральном сегменте, а затем на сочетание условий транстенсии и транспрессии на восточном сегменте;
- увеличение роли транстенсии с юга на север.

С точки зрения эволюции напряженного состояния во времени довольно определенно устанавливается экспансия деформаций сжатия и транспрессии с юга на север в плиоцен-четвертичное время. Это хорошо видно на примерах эволюции Долиноозерской впадины, рифтовых впадин Северной Монголии, структур Хэнтейского поднятия и Хангай-Хэнтейской тектонической седловины. В пределах Гобийского домена установлено изменение направления максимального горизонтального сжатия от субмеридионального в раннем кайнозое до ВСВ на современном этапе.

Анализ показывает, что установленные пространственно-временные закономерности напряженно-деформированного состояния земной коры на территории Монголии в кайнозое не могут быть объяснены с точки зрения влияния какого-то одного источника тектонических сил. В рамках предложенной нами модели **[5]** они объясняются взаимодействием двух главных действующих сил: (1) трения на подошве литосферы под воздействием длительно существующего астеносферного потока СЗ-ЮВ направления, (2) СВ сжатия в литосфере в результате конвергенции Индостана и Евразии. Локально в пределах сводовых поднятий проявляется третий фактор – динамическое воздействие на литосферу всплывающих мантийных аномалий.

Работы выполнялись при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01097_а) и Программы ОНЗ РАН № 7.7.

[1] *Delvaux D.* Release of Program Win-Tensor 4.0 for Tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters // Geophysical Research Abstracts. 2012. V. 14. EGU General Assembly, Vienna (EGU2012-5899).

[2] *Delvaux D.* The TENSOR program for reconstruction: examples from east African and the Baikal rift systems // Terra Abstr. Abstr. suppl. Terra Nova. 1993. V. 5. P. 216.

[3] *Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V.* Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1–38.

[4] *Осокина Д.Н.* Поле напряжений, разрушение и механизмы деформирования геосреды в зоне разрыва (математическое моделирование) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 129–174.

[5] *Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В.* Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

А.И. Середкина, В.М. Кожевников

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

Известно, что верхняя мантия Земли обладает анизотропными свойствами. По данным поверхностных волн обнаруживается как вертикальная, так и азимутальная анизотропия скоростей сейсмических волн. Вертикальная анизотропия проявляется в различии скоростей волн *SV* и *SH*, получаемых путем интерпретации дисперсионных кривых волн Рэлея и Лява.

В данной работе проведено исследование глубинного строения и анизотропных свойств верхней мантии Центральной Азии методом поверхностно-волновой томографии. Область исследования охватывает различные в тектоническом отношении регионы. Ее северная часть представлена стабильной докембрийской Сибирской платформой, внутренняя часть которой слабо затронута новейшими тектоническими движениями, а южная – высокоактивными в сейсмическом отношении структурами Монголо-Охотского складчатого пояса. В состав последнего входят Байкальская рифтовая зона и высокогорные сооружения Южной Сибири и Западной Монголии.

Материалом для исследования служили записи поверхностных волн от сильных ($M \geq 5.5$) удаленных землетрясений на каналах LHZ цифровых широкополосных сейсмических станций сетей IRIS. Всего было использовано 145 землетрясений, зарегистрированных в период с 1991 по 2009 г. Диапазон расстояний от эпицентров выбранных для анализа землетрясений до регистрирующих станций составил 1500–16000 км, что в большинстве случаев позволило выделить основную моду поверхностных волн в пределах диапазона периодов колебаний от 10 до 250 с. В результате с помощью процедуры спектрально-временного анализа **[1]** были получены дисперсионные кривые групповых скоростей волн Рэлея и Лява для более чем 3200 сейсмических трасс, пересекающих Азиатский континент в различных направлениях.

Карты распределений групповых скоростей были рассчитаны методом двумерной томографии для случая сферической поверхности **[2, 3]**. Всего было построено 18 карт распределений групповых скоростей основной моды волн Рэлея и 16 аналогичных карт для волн Лява. Разрешение результатов картирования оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения. При этом наилучшее разрешение (~300 км) получено для центральной части области исследования, на периферии значения эффективного радиуса осреднения несколько выше. Кроме того, необходимо отметить закономерное ухудшение разрешения с увеличением периода.

Анализ распределений групповых скоростей для отдельных периодов позволяет получить общие представления о крупномасштабных горизонтальных неоднородностях глубинного строения. На полученных картах для обоих типов поверхностных волн прослеживаются общие закономерности: хорошо выражены низкоскоростные аномалии в районах высокогорных сооружений Южной Сибири и Западной Монголии, в то время как платформенные регионы характеризуются более высокими значениями групповых скоростей. Различия в распределениях групповых скоростей волн Рэлея и Лява на одних и тех же периодах могут быть обусловлены различной разрешающей способностью исходных данных, разной глубиной проникновения поверхностных волн, а также вертикальной анизотропией.

Для установления глубин залегания выявленных неоднородностей и расчета коэффициента анизотропии на основании полученных распределений групповых скоростей поверхностных волн вычислялись локальные дисперсионные кривые и проводилось их обращение в скоростные разрезы волн *SV* и *SH*. Расчет параметров моделей среды, удовлетворяющих локальным дисперсионным кривым, осуществлялся с помощью минимизации невязок между теоретическими и экспериментальными значениями групповых скоростей методом сопряженных градиентов. Исходя из рассматриваемого диапазона периодов колебаний, глубинность метода

близка к 700 км. В качестве исходной была принята модель среды с двумя плоскопараллельными слоями коры и 11 слоями мантии с линейным нарастанием скорости с глубиной на полупространстве. Варьируемыми параметрами служили скорости поперечных волн в слоях коры и мантии и мощность слоев коры. Начальные значения искомых величин были взяты из сферически симметричной модели PREM **[4]**.

Полученные по данным групповых скоростей волн Рэлея скоростные разрезы волн *SV* далее использовались в качестве начальных приближений при построении скоростных разрезов волн *SH*, удовлетворяющих дисперсионной кривой волны Лява. Для проверки устойчивости полученных результатов строился усредненный по этим двум решениям разрез, от которого снова проводились расчеты скоростных разрезов по дисперсионным кривым обоих типов поверхностных волн. И наконец, по полученным скоростным разрезам волн *SV* и *SH* оценивался коэффициент анизотропии.

Совместный анализ карт распределений коэффициента анизотропии и карт распределений скоростей поперечных волн на различных глубинах позволяет заключить, что анизотропные свойства в верхней мантии наблюдаются до глубин ~250 км, что приблизительно соответствует нижней границе астеносферы. Максимальные значения коэффициента анизотропии приурочены к интервалу глубин от подошвы коры до 150 км. Наименьшие значения коэффициента анизотропии на всем интервале исследуемых глубин характерны для Сибирской платформы, а наибольшие – для района побережья Японского моря. Кроме того, в интервале глубин 70–125 км прослеживается локальный максимум коэффициента анизотропии на северо-восточном фланге Байкальского рифта.

Полученные данные об анизотропии верхней мантии Центральной Азии хорошо согласуются с результатами предыдущих исследований **[5, 6]**, первое из которых основано на данных только групповых скоростей, второе – групповых и фазовых скоростей. Максимальные вариации коэффициента анизотропии во всех работах составляют около 6 %. Прослеживается максимум коэффициента для Хангайского сводового поднятия, а также высокогорных сооружений Южной Сибири и Западной Монголии, минимальные значения – для платформы. Преимуществом результатов, полученных в данной работе, является лучшее разрешение исходных данных и, соответственно, большая детальность рассчитанных карт.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-31173) и интеграционного проекта ОНЗ № 7.7.

[1] *Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В. и др.* Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.

[2] *Яновская Т.Б.* Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэйкуса-Гильберта // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 11–26.

[3] *Yanovskaya T.B., Antonova L.M., Kozhevnikov V.M.* Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2000. V. 122. P. 19–32.

[4] *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary Reference Earth Model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. P. 297–356.

[5] *Яновская Т.Б., Кожевников В.М.* Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по групповым скоростям волн Рэлея и Лява // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 622–629.

[6] *Яновская Т.Б., Акчурин К.Р.* Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по данным фазовых и групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Вопросы геофизики. 2009. Вып. 42 (Учебные записки СПбГУ, № 442). С. 3–11.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КЕМБРИЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНАХ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В.А. Симонов, А.В. Котляров, С.И. Ступаков

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

Исследования кембрийских базальтовых ассоциаций Центральной Азии позволили получить значительный объем новых данных о магматических системах, действовавших при формировании структур Палеоазиатского океана. Большой интерес представляют базальтовые серии Восточной Тувы, с которыми связаны колчеданные месторождения **[1, 2]**. Наиболее детально нами были рассмотрены ассоциации Каахемской офиолитовой зоны и Каахемского рифта, вмещающего Кызыл-Таштыгское колчеданное месторождение, процессы формирования которого на дне древнего морского бассейна были близки к рудообразующим системам в современных океанических областях **[2].**

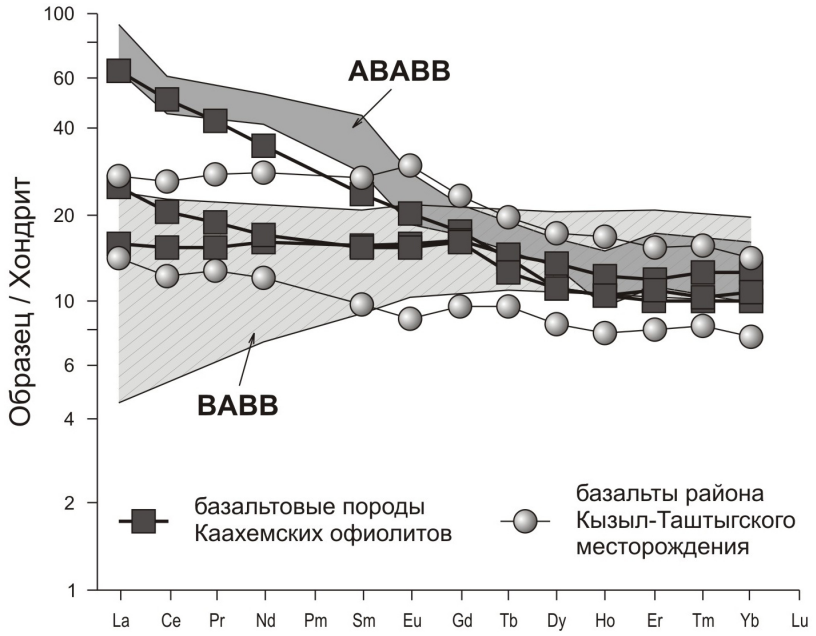
Полевые исследования позволили впервые для кембрийских палеоокеанических структур Восточной Тувы установить присутствие дайковых комплексов базальтового состава, что свидетельствует о формировании рассмотренной ассоциации в условиях растяжения. Детальные геологические данные показали, что это не единичные дайки, а серии параллельных даек, поэтому можно говорить о развитии процессов спрединга при формировании кембрийских базальтовых комплексов Восточной Тувы.

Петрохимические исследования кембрийских базальтовых пород каахемских офиолитов и района месторождения Кызыл-Таштыг показали, что по соотношению суммы щелочей и SiO_2 составы исследованных даек и лав расположены фактически в районе разграничительной линии для пород нормальной щелочности и щелочных. Такие же вариации составов характерны и для базальтов бассейна Вудларк, Тихий океан. На диаграмме TiO_2–K_2O для базальтов Восточной Тувы прослеживается отчетливый тренд изменения петрохимических характеристик с падением калия и ростом титана со сменой типов пород: островодужные известково-щелочные серии и аномально обогащенные базальты задуговых бассейнов (IACAB + ABABB) – базальты задуговых бассейнов (BABB) – нормальные базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB). Подобная последовательность характерна для бассейнов западной части Тихого океана, и в частности для бассейна Вудларк.

С учетом того, что кембрийские базальты Восточной Тувы в значительной степени изменены, при геохимическом анализе использовались данные по редким элементам, устойчивым при вторичных процессах, – Y, Zr и Nb.

По соотношению иттрия и циркония практически все породы дайкового комплекса каахемских офиолитов соответствуют как обычным базальтам типа BABB, так и аномально обогащенным базальтам типа ABABB задуговых бассейнов Тихого океана. В целом, наблюдается хорошее согласование с данными по базальтам бассейна Вудларк и базальтам типа N-MORB Красного моря. Базальты района Кызыл-Таштыгского месторождения, обладая меньшими значениями Zr, согласуясь с данными по BABB и N-MORB, частично попадают также в область островодужных серий. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y большинство составов пород каахемских офиолитов, располагаясь в полях базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг, ассоциируют с данными по бассейну Вудларк. Базальты месторождения Кызыл-Таштыг больше тяготеют к полю N-MORB Красного моря.

По характеру распределения редкоземельных элементов лавы каахемских офиолитов соответствуют нормальным базальтам типа BABB задуговых бассейнов и обладают плоским горизонтальным спектром (рисунок). Дайки содержат больше легких лантаноидов и для них характерны графики, совпадающие со спектрами BABB и аномальных базальтов задуговых бассейнов типа ABABB. Базальты района Кызыл-Таштыгского месторождения наиболее соответствуют нормальным породам задуговых бассейнов.



Распределение редкоземельных элементов в кембрийских базальтах Восточной Тувы. Рисунок составлен на основе оригинальных данных и с использованием материалов из **[3–5]**.

Значительный объем новых данных был получен в результате анализа неизмененных клинопироксенов, которые, несмотря на древний (кембрийский) возраст пород, сохраняют первичную информацию об условиях развития магматических систем, ответственных за формирование базальтовых комплексов, вмещающих Кызыл-Таштыгское месторождение.

По соотношению TiO_2–FeO клинопироксены базальтов, вмещающих Кызыл-Таштыгское месторождение, располагаются на границе между океаническими и островодужными минералами и попадают в большинстве случаев в поле пироксенов из эффузивов задугового бассейна Лау (Тихий океан). На тройной диаграмме $SiO_2/100$ – TiO_2–Na_2O точки клинопироксенов приурочены к полю минералов океанических базальтов типа MORB и островодужных толеитов. Почти все они находятся в области пироксенов задугового бассейна Лау. На диаграмме (Ti+Cr)–Ca клинопироксены в основном показывают островодужные характеристики, а часть из них соответствует минералам из базальтов спрединговых зон типа MORB. При этом подавляющее большинство данных находится в поле пироксенов бассейна Лау.

В целом, проведенные геологические, петрологические, геохимические и минералогические исследования показали, что кембрийские базальтовые комплексы Восточной Тувы, вмещающие колчеданные месторождения, формировались на окраине Палеоазиатского океана, в ходе развития спрединговых процессов в задуговых бассейнах.

[1] *Кузебный В.С., Макаров В.А., Калеев Е.А. и др.* Кызыл-Таштыгский колчеданно-полиметаллический рудный узел Восточной Тувы. Красноярск, 2001. 292 с.

[2] *Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

[3] *Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.

[4] *Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И.* Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // ДАН. 1999. Т. 368, № 3. С. 388–391.

[5] *Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.* Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology. 1997. V. 142, № 1–4. P. 57–83.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА (ДАННЫЕ ПО СОСТАВАМ КЛИНОПИРОКСЕНОВ)

В.А. Симонов, А.В. Котляров, С.В. Хромых, С.И. Ступаков

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

Условия проявления базит-ультрабазитового мантийного магматизма в коллизионных геодинамических обстановках привлекают внимание многих исследователей. В то же время, с учетом обычно высокой степени вторичных изменений пород основного и ультраосновного состава, использование традиционных геолого-петрологических и геохимических методов не всегда может решить все проблемы формирования базит-ультрабазитовых комплексов в коллизионных зонах. В связи с этим большое значение приобретает анализ первичных минералов, сохранивших информацию о свойствах магматических систем. Подобный подход был использован нами при исследовании пикритоидных комплексов Чарской зоны (Восточный Казахстан).

Орогенный магматизм Чарской зоны представлен позднекарбоновыми – раннепермскими вулканическими сериями и интрузивными комплексами **[1]**. Базитовые породы относятся к плагиосиенит-габбровому аргимбайскому и габбро-пикритоидному максутскому комплексам **[2]**. В юго-восточной части Аргимбайского ареала выделяются два массива, сложенные породами двух комплексов: аргимбайского (раннего) и максутского (позднего). Кокпектинский массив сложен среднезернистыми габброидами с прорывающими их плагиосиенитами аргимбайского комплекса, а породы максутского комплекса представлены оливиновыми долеритами. Петропавловский массив представляет собой тела габброидов аргимбайского комплекса, которые прорваны дайкообразными телами оливиновых долеритов и пикритов максутского комплекса **[1]**. Наиболее детально нами исследованы дайковые породы максутского комплекса из Петропавловского массива. По содержанию MgO (26.9 мас. %) изученные образцы с оливином соответствуют пикритам.

Клинопироксены были найдены в пикритах и долеритах максутского комплекса Петропавловского массива. В пикритах мелкие зерна клинопироксена занимают пространство между более крупными выделениями серпентинизированного оливина. В долеритах изученные клинопироксены располагаются между удлиненными лейстами плагиоклаза. Микрозондовый анализ показал, что по соотношению миналов En-Wo-Fs клинопироксены из пикритов отвечают главным образом диопсиду в отличие от минералов из долеритов, обогащенных Fs компонентом и соответствующих салиту.

По соотношению TiO_2–FeO клинопироксены из пикритов максутского комплекса Петропавловского массива располагаются в поле минералов из плюмовых базальтов внутриплитных океанических островов (OIB), близки к пироксенам из пикрит-меймечитовых комплексов Сихотэ-Алиня (Дальний Восток) и частично согласуются с данными по минералам из меймечитов Сибирской платформы и Антарктики (рисунок). Клинопироксены из долеритов максутского комплекса Петропавловского массива резко обогащены титаном и железом, существенно отличаясь от всех других минералов. На тройной диаграмме $SiO_2/100 – TiO_2 – Na_2O$ точки клинопироксенов из пикритов располагаются в полях минералов из субщелочных базальтов внутриплитных океанических островов (OIB) и тесно ассоциируют с данными по пироксенам из пикрит-меймечитовых комплексов Сихотэ-Алиня. В то же время обогащенные TiO_2 клинопироксены из долеритов наиболее близки к щелочным OIB и к минералам из меймечитов Сибири. Щелочной характер расплавов, из которых кристаллизовались клинопироксены пикритов и долеритов максутского комплекса Петропавловского массива, подтверждается и по соотношению Ti – (Ca+Na) в пироксенах. На диаграмме Ti – Al клинопироксены из пикритов располагаются в поле минералов из плюмовых базальтов внутриплитных океанических островов (OIB) и тесно ассоциируют с пироксенами из пикрит-меймечитовых комплексов Сихотэ-Алиня (Дальний Восток).

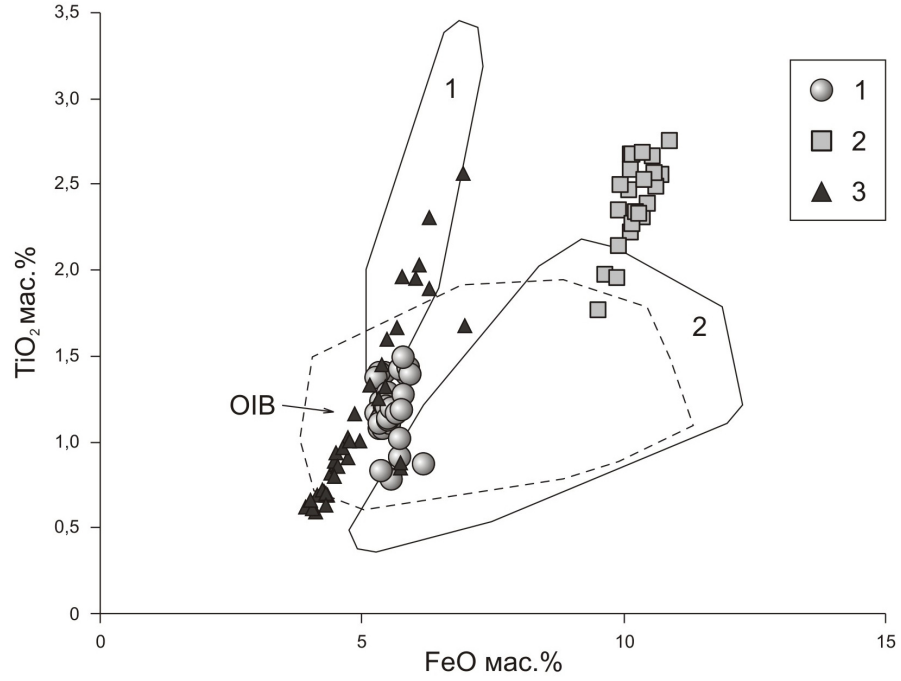


Диаграмма TiO_2–FeO для клинопироксенов из пикритов максутского комплекса Чарской зоны (Восточный Казахстан). *1, 2* – клинопироксены из пикритов (*1*) и долеритов (*2*) максутского комплекса Чарской зоны; *3* – клинопироксены из пород пикрит-меймечитовых комплексов Сихотэ-Алиня. Поля составов клинопироксенов из меймечитов Сибирской платформы (1), меймечитов Антарктики (2) и базальтов внутриплитных океанических островов (OIB). Рисунок составлен на основе оригинальных данных и с использованием материалов из **[3–7]**.

В целом, проведенные исследования клинопироксенов, составы которых чутко реагируют на особенности изменения химических характеристик расплавов, свидетельствуют о существенной роли плюмовых магматических систем в процессах образования пикритов Петропавловского массива, что подтверждает опубликованные ранее данные **[2]** о плюмовой активности при формировании габбро-пикритоидных интрузивов максутского комплекса Восточного Казахстана.

[1] *Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д.* Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.

[2] *Хромых С.В., Владимиров А.Г., Травин А.В., Лобанов С.С.* Габбро-пикритоидные массивы в складчатой системе герцинид Восточного Казахстана – индикатор взаимодействия плюма с коллизионной литосферой // ДАН. 2011. Т. 441, № 5. С. 851–656.

[3] *Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В.* Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве // Петрология. 2000. Т. 8, № 1. С. 43–58.

[4] *Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Котляров А.В.* Петрогенезис меймечитов Дальнего Востока (данные по расплавным включениям) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 6. С. 34–49.

[5] *Elkins T.L.T., Draper D.S., Agee C.B., Jewell J., Thorpe R.I., Hess P.C.* The last lavas erupted during the main phase of the Siberian Flood Volcanic Province: results from experimental petrology // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 153. P. 191–209.

[6] *Ryabchikov I.D., Kogarko L.N., Solovova I.P.* Physicochemical conditions of magma formation at the base of the Siberian plume: insight from the investigation of melt inclusions in the meymechites and alkali picrites of the Maimecha-Kotui Province // Petrology. 2009. V. 17. P. 287–299.

[7] *Heinonen J.S., Luttinen A.V.* Mineral chemical evidence for extremely magnesian subalkaline melts from the Antarctic extension of the Karoo Large igneous province // Mineralogy and Petrology. 2010. V. 99. P. 201–217.

БОНИНИТЫ В ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ: ПРОБЛЕМЫ СООТНОШЕНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Е.В. Скляров, **, В.П. Ковач***, А.Б. Котов***, А.Б. Кузьмичев****, А.В. Лавренчук***** ******, В.И. Переляев*******, А.А. Щипанский*****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
**Владивосток, Дальневосточный федеральный университет
***Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.kovach@mail.ru
****Москва, Геологический институт РАН, shchipansky@mail.ru
*****Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@mail.ru
******Новосибирск, Новосибирский государственный университет
*******Иркутск, Иркутский государственный университет

Бониниты – специфические вулканические породы, характеризующиеся высокими содержаниями кремния, магния (SiO_2>52 вес. %; MgO>8 вес. %) и низкими концентрациями титана (TiO_2<0.5 вес. %) **[5, 6]** – считаются однозначным индикатором надсубдукционных условий формирования в энсиматических островных дугах **[3]**. Обнаруженные вначале во внутриокеанических дугах, позднее бониниты (названы по острову Бонин Изу-Бонинской островной дуги) были найдены в складчатых системах разного возраста. Бум находок и публикаций о бонинитах пришелся на период с начала 70-х до конца прошлого века, хотя некоторые важные находки бонинитов были сделаны и в нашем веке. Практически везде бониниты ассоциируют с офиолитами **[3]**. Анализ публикаций позволяет выделить четыре варианта положения бонинитов в офиолитовых комплексах складчатых поясов разного возраста или четыре «тектонических» типа бонинитов: 1) бониниты пространственно ассоциируют с офиолитами, но слагают или присутствуют в отдельных от офиолитов тектонических единицах; 2) бониниты присутствуют непосредственно в офиолитовом разрезе в качестве наиболее поздних образований (поздние секущие дайки, верхние лавы), завершающих процесс офиолитогенеза, или проявленных позже формирования офиолитов; 3) бониниты с островодужными толеитами и андезибазальтами слагают собственно офиолитовый разрез, сменяясь во времени базальтами MOR или BAB типа; 4) бониниты в ассоциации с островодужными толеитами и андезибазальтами слагают всю базитовую часть офиолитового разреза. Четвертый тип проявления бонинитов в офиолитовых комплексах можно рассматривать в качестве парадокса, когда все геологические признаки указывают на формирование офиолитов в условиях растяжения (срединно-океанические хребты, задуговые бассейны), а все породы офиолитового комплекса имеют отчетливую надсубдукционную геохимическую специфику.

Петрологическая уникальность пород бонинитовой серии состоит в том, что для их генезиса требуется сочетание различных факторов, которое может реализовываться только в определенных, и очень ограниченных по месту локализации, геодинамических обстановках. Такие обстановки требуют возникновения благоприятных предпосылок для малоглубинного плавления реститового (гарцбургитового) перидотита, что возможно лишь при условии притока аномально высокого теплового потока с одновременной инфильтрацией водного флюида в предварительно деплетированный мантийный источник бонинитовых расплавов **[3, 4]**.

Одной из самых ранних моделей происхождения бонинитов является модель субдукции активного спредингового центра, с которым связывается возможность растяжения надсубдукционной литосферы и приток горячего астеносферного материала через «окно» в погружающемся слэбе **[3]**. Однако наиболее молодые из известных бониниты преддуговой области Тонга с возрастом 2.0–1.4 млн лет не показывают возможной связи с каким-либо активным спрединговым центром океанического ложа юго-западной Пацифики. К тому же имеющиеся детальные реконструкции палеогеновой кинематики плит Пацифики также не дают оснований для предположений о существовании активных срединно-океанических хребтов в эоцене вблизи района Изу-Бонин-Марианской островодужной системы, где в это время формировались бонинитовые расплавы.

Новые идеи в понимании генезиса бонинитов были связаны с постановкой фундаментального вопроса геодинамики: «Как и где возникают зоны субдукции?», который был во многом обусловлен тем, что проявления бонинитового магматизма связаны с самыми начальными стадиями возникновения энсиматических островных дуг **[12]**. С физической точки зрения главным условием для начала субдукции является необходимость возникновения гравитационной нестабильности на границе двух литосферных плит. Понятно, что это условие может выполняться в случае, когда в соприкосновение приходят плиты с разными термальными характеристиками, что теоретически должно происходить при совмещении плит разного возраста, древней и холодной с молодой и горячей. Плотностные неоднородности в океанической литосфере, достаточные для разрыва ее сплошности, естественным образом должны возникать на границах нормальной океанической литосферы и утолщенной океанической литосферы плюмовой природы, т.е. океанических плато или трассеров воздействия горячих точек – асейсмических хребтов или симаунтов **[9]**. Действительно, как показывает пример локализации бонинитов Тонга, они приурочены к пересечению асейсмического хребта Луизивильской горячей точки и палеожелоба дуги Тонга-Кермадек **[14]**. Существуют также данные о том, что начальная стадия развития Изу-Бонин-Марианской дуги была сопряжена с внедрением мантийного плюма Манус **[7]**. Кроме того, изотопно-геохимические данные по вулканитам бонинитовой серии показывают наличие в них изотопных и геохимических меток обогащенных мантийно-плюмовых производных (например **[11, 13]**). Вовлеченность в петрогенезис бонинитов мантийно-плюмовой литосферы также позволяет снять вопрос об аномально высоких температурах для начала малоглубинного плавления деплетированной и, следовательно, тугоплавкой гарцбургитовой мантии, которые могут быть обеспечены подъемом глубинного вещества горячих мантийных плюмов **[4]**.

В настоящее время практически не вызывает сомнения несоответствие большинства базитовых образований офиолитовых комплексов мира срединно-океаническим базальтам. Еще в начале 70-х годов прошлого столетия отмеченный парадокс надсубдукционных геохимических характеристик наиболее представительных и изученных офиолитовых комплексов **[8]**, формирование которых однозначно осуществлялось в условиях спрединга (новообразования коры океанического типа), послужил основанием для выделения специфических супрасубдукционных внутриокеанических обстановок **[10]**. Бониниты являются наиболее яркими индикаторами таких обстановок, причем все меньше становится офиолитов, в которых нет бонинитов, а, возможно, в будущем офиолиты MOR-типа останутся в качестве единичных и уникальных примеров. Характер проявления бонинитов в офиолитовых комплексах предполагает несколько вариантов эволюции внутриокеанических систем, включающих выплавление и внедрение бонинитовых расплавов в преддуговых, интрадуговых и задуговых обстановках. Существующие в настоящий момент модели **[1–3]** сталкиваются с рядом противоречий, возможно, обусловленных тем, что нет единого механизма их образования, а обозначенные выше типы бонинитов будут отвечать разным моделям. Ясно только одно: для бонинитового петрогенезиса необходима внутриокеаническая субдукция, а соответственно, наличие крупного океана, других следов которого в складчатых системах разного возраста не сохранилось.

[1] *Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛИК, 2008. 560 с.

[2] *Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J.* Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. 1979. V. 280. P. 550–553.

[3] *Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H.* Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites. London: Unwin Hyman, 1989. P. 2–44.

[4] *Falloon T.J., Danyushevsky L.V.* Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H_2O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // Journal of Petrology. 2000. V. 41. P. 257–283.

[5] *Le Bas M.J.* IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // Journal of Petrology. 2000. V. 41. P. 1467–1470.

[6] *Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B.* Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific, 1989. 196 p.

[7] *Macpherson C.G., Hall R.* Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana fore-arc // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 186. P. 215–230.
[8] *Miyashiro A.* The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // Earth and Planetary Science Letters. 1973. V. 19. P. 218–224.
[9] *Niu Y., O'Hara M.J., Pearce J.A.* Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: A petrological perspective // Journal of Petrology. 2003. V. 44. P. 851–866.
[10] *Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.* Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // Geological Society, London, Special Publications. 1984. V. 16. P. 74–94.
[11] *Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // Journal of Petrology. 1994. V. 35. P. 1183–1211.
[12] *Stern R.J.* Subduction initiation: spontaneous and induced // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 226. P. 275–292.
[13] *Taylor R.N., Nesbitt R.W.* Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin Arc, Japan // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164. P. 79–98.
[14] *Turner S., Hawkesworth C.* Constraints on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga-Kermadec lava geochemistry // Nature. 1997. V. 389. P. 568–573.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ МОНЦОДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТНОЙ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Ю.В. Смирнов, А.А. Сорокин*, А.Б. Котов**, Е.Б. Сальникова**, ***, С.З. Яковлева**, Б.М. Гороховский***

*Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru
**Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru
***Санкт Петербург, Санкт Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, katesalnikova@yandex.ru

Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс является одной из наиболее сложно построенных геологических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. По существующим представлениям **[1, 2** и др.**]**, этот пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и в приграничные районы Приамурья, где он «теряется» в зоне сочленения Аргунского (Аргун-Идермегского) и Буреинско-Цзямусинского супертеррейнов.

История формирования Южно-Монгольско-Хинганского пояса рассматривалась с различных тектонических позиций, однако предложенные модели являются во многом дискуссионными. В значительной степени это обусловлено отсутствием достаточного количества геохимических, геохронологических и изотопно-геохимических данных. Существует лишь некоторая информация, позволяющая предполагать, что в строении Южно-Монгольско-Хинганского пояса принимают участие ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения (см. обзор в **[2]**), слагающие островодужные террейны и террейны аккреционного клина.

Северо-восточный фланг рассматриваемого пояса (Нора-Сухотинский террейн) представляет собой «шовную» зону, возникшую на месте океанического пространства, разделявшего в палеозое Аргунский и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны **[1]**. Он сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона и нижнего карбона **[1, 2]**.

На сегодняшний день для магматических комплексов Нора-Сухотинского террейна получена только одна надежная оценка возраста (455±2 млн лет, U-Pb метод по циркону) – для габбро-амфиболитов, ассоциирующих с метабазальтами, которые по геохимическим и изотопно-геохимическим особенностям близки к толеитам внутриокеанических островных дуг **[3]**. Кроме того, в последние годы выполнены геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метавулканитов, метагабброидов и диабазов неклинской и дагмарской толщ Нора-Сухотинского террейна. Установлено, что среди базитов, участвующих в строении этого террейна, достаточно уверенно диагностируются разности, сопоставимые с основными породами срединно-океанических хребтов и островных дуг **[4]**.

Важное значение для реконструкции истории геологического развития Нора-Сухотинского террейна в частности и Южно-Монгольско-Хинганского пояса в целом имеет изучение дифференцированных интрузий, пространственно ассоциирующих с палеоокеаническими образованиями и несущих информацию о возрасте и геодинамических обстановках формирования этой структуры. В настоящей статье в этом плане рассматриваются геохимические и U-Pb геохронологические данные, полученные для монцодиорит-гранодиоритового массива, расположенного в центральной части Нора-Сухотинского террейна. На существующих геологических картах становление этого массива относят к раннему палеозою **[5]**.

Рассматриваемый массив сложен среднезернистыми монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами и их переходными разностями, которые обладают массивной

или гнейсовидной текстурой и гипидиоморфно-зернистой структурой. По минералогическому составу, соотношению кремнезема и щелочей монцодиориты и кварцевые монцодиориты относятся к породам субщелочной серии, а гранодиориты – к известково-щелочной серии. При этом от монцодиоритов к гранодиоритам наблюдается снижение концентраций K_2O, TiO_2, P_2O_5, Al_2O_3 и увеличение отношения FeO*/MgO.

Наиболее высокие концентрации REE (ΣREE=130–192 мкг/г) и наиболее дифференцированный характер их распределения ($[La/Yb]_n$=5.5–12.5), при слабовыраженной европиевой аномалии Eu/Eu*=0.75–0.95, отмечаются в монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах. Гранодиоритам свойственны меньший уровень концентраций REE (ΣREE=75–86 мкг/г) и менее дифференцированный характер их распределения ($[La/Yb]_n$=4.9–7.1) при слабовыраженной европиевой аномалии Eu/Eu*=0.78–0.95. В целом, магматические породы рассматриваемого массива обогащены Rb (до 74 мкг/г), Ba (до 665 мкг/г), Sr (до 1144 мкг/г), легкими РЗЭ (La до 37 мкг/г, Ce до 77 мкг/г), Th (до 9.7 мкг/г), U (до 1.3 мкг/г) и Pb (до 15 мкг/г), при относительном дефиците Nb, Ta, Ti.

Для U-Pb геохронологических исследований использован образец (Z-60-5) биотит-амфиболового гранодиорита, отобранный в центральной части рассматриваемого массива. U-Pb геохронологические исследования выполнены для шести микронавесок наиболее прозрачных и идиоморфных зерен циркона, отобранных из размерных фракций 50–85 и 100–150 мкм, часть которых была предварительно подвергнута аэроабразивной и кислотной обработке. В результате точки изотопного состава микронавесок циркона расположились на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 440±10 млн лет (нижнее пересечение составляет 201±60; СКВО=0.92). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, поэтому есть все основания рассматривать полученную для него оценку возраста 440±10 млн лет как возраст кристаллизации расплава, родоначального для гранодиоритов.

Таким образом, установлено, что возраст гранодиоритов монцодиорит-гранодиоритовой ассоциации Нора-Сухотинского террейна составляет 440±10 млн лет, что в стратиграфической шкале соответствует раннему силуру. Принимая во внимание геохимические особенности магматических пород этой ассоциации, можно предполагать, что они представляют собой фрагмент раннесилурийской активной континентальной окраины (или энсиалической зрелой островной дуги) в структуре северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

Полученные данные хорошо согласуются с присутствием в северной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса позднеордовикских и раннесилурийских магматических пород, обладающих геохимическими признаками надсубдукционного происхождения (габбро-амфиболиты с возрастом 455±2 млн лет **[3, 6]**), андезиты и андезибазальты с возрастом 450±2 млн лет, 447±2 млн лет, 439±3 млн лет **[7, 8]**). Это позволяет говорить о широкомасштабном проявлении субдукционых процессов в позднем ордовике и раннем силуре в истории формирования Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса. Предполагается, что в это время зона субдукции имела северо-восточное падение под Аргунский массив **[8, 9]**. Такая обстановка, вероятно, существовала до позднего карбона и сопровождалась интрузивной и вулканической активностью вплоть до полного закрытия океанического пространства.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 14-05-31000).

[1] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[2] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

[3] *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 // ДАН. 2012. Т. 445, № 1. С. 55–60.

[4] *Смирнов Ю.В., Сорокин А.А.* Геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические особенности метавулканитов, диабазов и метагабброидов северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // ДАН. 2015 (в печати).

[5] *Зубков В.Ф.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. N-52-XXXIV / Ред. Е.В. Бельтенев. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.

[6] *Сорокин А.А., Смирнов. Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П.* Фрагменты раннепалеозойской океанической коры Нора-Сухотинского террейна (северо-восточная часть Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 94–96.

[7] *Guo F., Fan W.M., Li C.W., Miao L.C., Zhao L.* Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: geochronological and geochemical evidence from the Dashizhai basalts, Inner Mongolia // Science China D: Earth Sciences. 2009. V. 39, № 5. P. 569–579.

[8] *Wu G., Chen Y.C., Sun F.Y., Liu J., Wang G.R., Xu B.* Geochronology, geochemistry, and Sr–Nd–Hf isotopes of the early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 97, Part B. P. 229–250.

[9] *Xu B., Zhao P., Wanga Y., Liao W., Luo Z., Bao Q., Zhou Y.* The pre-Devonian tectonic framework of Xing'an–Mongolia orogenic belt (XMOB) in north China // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 97, Part B. P. 183–196.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАМЫНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ, ИСТОЧНИКИ СНОСА

Ю.Н. Смирнова, А.А. Сорокин

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

Центрально-Азиатский складчатый пояс является одной из главнейших и одновременно наиболее сложнопостроенных тектонических структур Евразии, располагающейся между Северо-Азиатским кратоном, с одной стороны, Сино-Корейским кратоном, Таримским блоком – с другой. Несмотря на то, что история формирования пояса издавна привлекает внимание исследователей, существующие геодинамические модели остаются достаточно противоречивыми. Одним из наименее исследованных аспектов в решении этой сложной и многогранной проблемы является вещественный состав осадочных комплексов, которые в современном структурном плане представляют собой фрагменты некогда обширных бассейнов.

В данной статье представлены первые результаты геохимических исследований терригенных пород кембрийской косматинской толщи и силурийской мамынской свиты Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из этих отложений. Выбор этих объектов обусловлен тем, что они являются наиболее древними из фаунистически охарактеризованных отложений Мамынского террейна. В схемах структурного районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса этот террейн рассматривается в качестве составной части Аргунского супертеррейна **[1** и др.**]** (Керулен-Аргуно-Мамынского континентального массива **[2]**) в восточной его части.

Косматинская толща (мощность до 250 м) представлена известняками серыми, белыми и кирпично-красными, тонким переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов, песчаников **[3, 4]**. Она слагает редкие и небольшие по площади тектонические блоки или ксенолиты среди раннепалеозойских гранитоидов октябрьского комплекса в бассейнах рек Косматая, Сохатинная (бассейн реки Селемджа). Возраст толщи обосновывается находками в известняках археоциат и водорослей атдабанского яруса нижнего кембрия.

Мамынская свита (мощность до 2700 м) слагает значительный объем одноименного террейна и представлена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, дресвяниками, брекчиями, туффитами, туфами дацитов и трахириодацитов **[3, 4]**. Свита залегает с размывом на вулканических образованиях октябрьской толщи и гранитоидах октябрьского комплекса. Ранне-позднесилурийский возраст мамынской свиты обосновывается многочисленными находками фауны, характерной для верхов лландовери и пржидола.

Исследованные терригенные породы косматинской толщи и мамынской свиты представлены мелко-среднезернистыми, среднезернистыми массивными или слоистыми песчаниками. По своему химическому составу породы косматинской толщи отвечают грауваккам, сланцам и Fe-песчаникам, мамынской свиты – аркозам и субграувакам. На тектонических дискриминационных диаграммах терригенные породы косматинской толщи соответствуют осадкам, сформированным в обстановках островных дуг на континентальном основании и в пределах активной континентальной окраины, песчаники мамынской свиты в большей мере отвечают осадкам пассивных континентальных окраин.

U-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) выполнены для детритовых цирконов, выделенных из песчаников нижнекембрийской косматинской толщи и силурийской мамынской свиты. Извлечение циркона выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов выполнены в Геоаналитической лаборатории Университета штата Вашингтон (США) на ICP масс-спектрометре ELEMENT 2, оснащенном системой лазерной абляции (LA) New

Wave YAG 213 nm, с предварительным изучением их внутреннего строения в режиме катодолюминесценции. Диаметр кратера не превышал 20 мкм. Значения отношений $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ постоянно контролировались в ходе измерений для исключения аномальных параметров, связанных с попаданием в область измерений неоднородных участков зерен, обладающих разной возрастной зональностью, а также включений. В ходе интерпретации данных во внимание принимались только те оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %. При этом для цирконов древнее 1.0 млрд лет использованы оценки возраста, рассчитанные по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, а для более молодых цирконов – по отношению $^{206}Pb/^{238}U$.

Среди детритовых цирконов (113 зерен) из полимиктового песчаника кембрийской косматинской толщи (обр. С-1198) обнаружены 50 зерен этого минерала, которые характеризуются конкордантными оценками возраста. Практически все цирконы принадлежат одной популяции, характеризующейся возрастным интервалом 544–478 млн лет, охватывающим весь кембрий и начало ордовика. Единственное зерно с палеопротерозойским возрастом 1.73 млрд лет (по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$) расположено достаточно далеко от конкордии и, по-видимому, может не приниматься во внимание.

Для детритовых цирконов (105 зерен) из аркозового песчаника силурийской мамынской свиты (обр. С-1225) получены 65 конкордантных оценок возраста. Абсолютное большинство из них (80 %) имеет возраст 507–436 млн лет, что соответствует стратиграфическому интервалу кембрий – ранний силур. Существенно меньшее количество приходится на цирконы позднего (575–547 млн лет, 6 %) и среднего (820–735 млн лет, 8 %) неопротерозоя, а мезопротерозойские (~1.2 млрд лет, 2 %) и палеопротерозойские (2.0–1.8 млрд лет, 5 %) цирконы представлены единичными зернами.

Проанализированные детритовые цирконы из песчаника косматинской толщи представлены практически одной популяцией. Самые молодые цирконы имеют раннеордовикский возраст, что находится в противоречии со стратиграфическим возрастом отложений, обоснованным находками атдабанских археоциат **[3, 4]**. Здесь следует отметить, что в процессе геологосъемочных работ разрез толщи составлен по канавам при полном отсутствии коренных обнажений. В этой связи нельзя исключить того, что косматинская толща представляет собой олистостромы, включающие блоки известняков с раннекембрийской фауной, однако это требует дополнительных обоснований. В настоящее время можно лишь констатировать, что исследованные терригенные отложения, включаемые в состав косматинской толщи, сформировались главным образом за счет размыва кембрийских-раннеордовикских интрузий и вулканитов, широко проявленных в строении Мамынского террейна **[5, 6]**. При этом отсутствие в песчаниках косматинской толщи цирконов моложе раннего ордовика, представленных в силурийских осадках мамынской свиты, косвенно может свидетельствовать о том, что свита является нижнеордовикской.

Анализ возрастов детритовых цирконов из песчаников мамынской свиты свидетельствует о том, что основным источником обломочного материала при ее формировании явились те же кембрийские-раннеордовикские магматические образования, что и для косматинской толщи. Наиболее молодые обломочные цирконы в песчаниках мамынской свиты имеют раннесилурийский возраст, что согласуется со стратиграфическим возрастом свиты, установленным на основе комплекса силурийской (лландовери-пржидол) фауны. При этом следует отметить, что раннесилурийские гранодиориты (440±10 млн лет) выявлены в структуре северной части Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса, примыкающей к юго-восточной границе Мамынского террейна, для которых предполагается надсубдукционное происхождение **[7]**. В этой связи не исключено, что одним из источников сноса материала для мамынской свиты была магматическая дуга, развитая вдоль границы террейна и Южномонгольско-Хинганского океанического бассейна.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1) косматинская толща является не нижнекембрийский, как считалось ранее **[3, 4]**, а более молодой (по-видимому нижнеордовикской) и представляет собой олистостромы, содержащие блоки известняков с нижнекембрийской фауной. Отложения сформировались в обстановке островной дуги или активной континентальной окраины, главным образом за счет размыва кембрийских-раннеордовикских интрузий и вулканитов, широко проявленных в строении Мамынского террейна, слабо переработанных процессами химического выветривания;

2) мамынская свита силурийского возраста сформирована в обстановке пассивной континентальной окраины. Главными источниками обломочного материала явились те же кембрийские-раннеордовикские магматические образования, что и для кембрийской толщи, при участии раннесилурийских и эдиакарских магматических комплексов, в значительной степени переработанных процессами химического выветривания

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 15-35-20062).

[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] *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий*. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.

[3] *Сережников А.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

[4] *Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья*. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.

[5] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U-Pb геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2015 (в печати).

[6] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Первые U-Pb геохронологические и геохимические данные для поздневендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2015 (в печати).

[7] *Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М.* Раннепалеозойская монцодиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеанская геология. 2016 (в печати).

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ КРИОГЕНИЯ ПРИСАЯНЬЯ

Ю.К. Советов **, О.Н. Меновщикова*, А.К. Казак*, Л.В. Соловецкая* ***

**Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, sovetovyk@ipgg.sbras.ru
*Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Карагасская серия распространена в пределах Ийско-Туманшетского (Присаянского) прогиба, в предгорьях Восточного Саяна **[1, 2, 5, 6, 10]** и представляет собой нижнюю часть осадочного чехла Сибирской платформы, образовавшегося после длительного перерыва. В составе карагасской серии выделяются три свиты (снизу) – шангулежская, тагульская и ипситская, каждая из которых представляет собой крупный седиментационный цикл, от базальных кластических отложений в основании к прибрежно-морским и шельфовым карбонатным и терригенно-карбонатным осадочным системам **[2, 6, 11]**. Карагасская серия залегает с угловым несогласием на разновозрастных породах фундамента Сибирской платформы и в последние десятилетия относилась к неопротерозою (верхний рифей, криогений), с приблизительным интервалом времени образования 780–730 млн лет **[2, 3, 5, 9]**. Возраст серии не определен точно, и обсуждается возможность отнесения нижней части карагасской серии (шангулежской свиты) к палеопротерозою **[2, 3]**. Другая проблема появилась во время мелкомасштабных геологосъемочных работ, когда часть исследователей стали считать нижнюю границу карагасской серии скользящей по возрасту. В частности, в разрезе по р. Ия базальные отложения карагасской серии были отнесены к тагульской свите **[6, 7]**.

До настоящего времени не были детально изучены базальные грубокластические отложения карагасской серии, которые маркируют основание шангулежской свиты. Генетические представления об обстановках накопления этих отложений ранее опирались на крайне скудные макролитологические наблюдения. Базальные отложения шангулежской свиты (и карагасской серии) были рассмотрены в разрезах по рекам Бирюса и Ия и на водоразделе рек Уват и Каменка. Результаты седиментологических наблюдений и измерений представлены в докладе.

В основании шангулежской свиты залегает массивная пачка красноцветных конгломератов и конгломерато-брекчий мощностью от первых десятков до 80 м, которая лишена ясной слоистости. При обсуждении ниже эта пачка именуется конгломератовой. При среднемасштабном геологическом картировании максимальная мощность конгломератов, полученная методом построения, принималась до 200 м. Конгломераты с резким угловым несогласием залегают на гранитах и на интенсивно смятых метаморфических образованиях мезо- и палеопротерозоя (бирюсинский комплекс, неройская свита, сублукская серия). В нижней части пачки преобладают крупновалунные конгломераты и конгломерато-брекчии с большим количеством наполняющей гравийно-песчаной массы. Вверх по разрезу величина галек и валунов уменьшается, количество наполнителя увеличивается и конгломераты сменяются галечными песчаниками с косой слоистостью речных течений. Конгломераты имеют красную, участками серовато-красную, а вблизи р. Уват – зелено-серую окраску **[1]**, редкие косослоистые серии песчаников показывают перенос со стороны Сибирского кратона. Плохая сортировка конгломератов и конгломерато-брекчий, смесь хорошо окатанного материала и совершенно не окатанного, а также представление о том, что карагасская серия может принадлежать криогению, привели к постановке задачи сравнительного анализа структурных параметров конгломератов и ледниковых отложений венда Присаянья.

В гальках конгломератов представлено несколько групп пород: 1) осадочные: метаморфизованные песчаники (ортокварциты) и алевролиты, кремни, фтаниты, доломиты, часто окремненные, 2) метаморфические: роговики, гнейсы, железистые кварциты BIF, сланцы, 3) магматические комплексы палеопротерозоя: граниты, гранит-порфиры, фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы, пегматиты и кварц, габбро.

Преобладающими среди обломков являются породы магматического и метаморфического происхождения (в основном гранитогнейсы и ортокварциты). Конгломерато-брекчии абсолютно несортированные, размерность обломков меняется от песка и гравия до валунов диаметром до 30 см. Наблюдается преобладание обломков подстилающего комплекса фундамента, фрагменты которого в виде глыб в первые метры в поперечнике установлены на р. Мангараж **[7]** и г. Сублук. Базальная пачка шангулежской свиты не обладает ясно выраженной слоистостью и направленной ориентировкой обломков, наряду с окатанными обломками (гальками) встречаются угловатые, местами это брекчия. Галька и валуны часто имеют реликтовую «утюгообразную» форму, сглаженную эрозией.

На р. Ия (около п. Аршан) был вскрыт и расчищен контакт между шангулежской свитой и подстилающими граувакками аршанской свиты, представляющий собой резкую плавно изогнутую поверхность углового несогласия. Какие-либо переходы по составу и структуре отсутствуют. Аршанская свита кливажирована и метаморфизована до стадии зеленых сланцев, поэтому угловое несогласие одновременно представляет собой метаморфическое несогласие. В карьере «Уват» в междуречье рек Каменка и Уват конгломератовая пачка представлена массивными необычными диамиктитами с пудинговой структурой. Несортированная песчано-гравийная (щебневая) масса – матрикс – включает разноориентированные окатанные гальки и небольшие валуны и неокатанные обломки. В свою очередь, щебневый матрикс 1-го порядка заключен в тонкочешуйчатый серицитовый матрикс 2-го порядка, который обнаруживается под микроскопом. На выбранных полигонах были сделаны зарисовки и фотографии диамиктитов и подсчитаны количественные отношения галек к матриксу, в среднем 0.31. В лабораторных условиях были использованы следующие методы исследования базальных конгломератов: 1) анализ морфологии галек и оценка двух параметров: окатанности и сферичности; 2) анализ формы галек, необычных по форме, и сравнение с формой обломков в тиллитах венда; 3) зарисовки структур поверхности галек (штриховка, вмятины); 3) обработка полевых зарисовок и фотографий и получение количественных данных сортировки и ориентировки грубозернистой фракции (галек, валунов) и количественного соотношения пород в гальках; 4) анализ полевых фотографий текстуры слоев.

Измерена степень окатанности галек. По методу У. Крамбейна окатанность вычислялась как среднее отношение радиуса кривизны окружностей, вписанных в выступы (углы) проекции, к радиусу наибольшей вписанной окружности. Величина окатанности равна 0.62.

Замерена сферичность галек. С этой целью для каждой гальки производились замеры длины (L), ширины (I) и высоты (S). Определение сферичности по измерениям этих трех осей производилось по следующей формуле: $\sqrt[3]{S^2/L \times I}$, где L – длина, I – ширина и S – высота. Средняя величина сферичности составляет 0.7.

Изучены специфические элементы поверхности галек – штриховка и эрозионные микровпадины (вмятины). Штриховка характеризуется прерывистыми системами тонких (длиной до 4 см), субпараллельных царапин, пучки которых меняют направление относительно друг друга под острыми углами. Вмятины неглубокие, присутствуют практически на всех образцах и классифицируются как формы поверхности, полученные «выжиманием» галек в матриксе.

Полученные параметры были использованы для классификации как основа нескольких интерпретационных диаграмм. 1. На диаграмме Т. Цингга, на которой классифицировались гальки по их форме по измерениям отношений трех осей: D_I/D_L и D_S/D_I, гальки из базальных конгломерато-брекчий образуют поле на пересечении четырех классов: лопастей, роллов, шаров и дисков. 2. На диаграмме У. Крамбейна определялся возможный генетический класс ледниковых отложений, которому могла принадлежать исследуемая толща. Структурные данные были сравнены с полями, соответствующими современным ледниковым отложениям Исландии **[8]**, и полем вендских ледниковых отложений Присаянья. Гальки из обнажения карьер Уват образовали переходное поле между донной мореной (лоджементным тиллом) и базальным дебрисом, но, при сравнении с диаграммами формы камней из вендских тиллитов **[4],** гальки шангулежской свиты смещены в более высокоокатанную область. Визуально конгломератовая пачка шангулежской свиты имеет высокую степень сходства с нерсинской пачкой марнинской свиты венда (р. Бирюса) **[4, 10]**, а брекчиевые слои – с уляхской пачкой марнинской свиты в урочище Озерки (р. Уда).

На основании всех вышеперечисленных признаков и особенностей строения базальной пачки конгломератов шангулежской свиты сделаны следующие выводы.

1. Конгломераты в разрезах Уват и Ия по всем признакам имеют высокую степень сходства, поэтому они принадлежат одному и тому же стратиграфическому горизонту – базальной пачке шангулежской свиты.

2. Состав грубого кластического материала коррелируется с составом пород подстилающего фундамента, а его обработка показывает, что питающая провинция находилась рядом с бассейном седиментации.

3. Сортировка материала указывает на отложение грязекаменных потоков, нет никаких данных о переносе постоянной рекой и, тем более, обработке в прибрежно-морской обстановке.

4. По совокупности данных конгломераты и конгломерато-брекчии шангулежской свиты отнесены к временным потокам гляциофлювиальной системы, и, следовательно, базальная пачка шангулежской свиты и карагасская серия в целом принадлежат криогению. Грубокластический базальный горизонт карагасской серии может принадлежать криогенской ледниковой эпохе Стерт.

[1] *Геологическая карта СССР.* Лист N–47–IX. М 1:200000. Объяснительная записка / Ред. М.М. Одинцов. М.: Главгеология, 1959. 70 с.

[2] *Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю.* История формирования карагасской серии Бирюсинского Присаянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 8. С. 1114–1133.

[3] *Мотова З.Л., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М.* Возраст детритных цирконов и источники вещества терригенных отложений тагульской свиты карагасской серии Присаянья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 216–218.

[4] *Советов Ю.К., Медведев М.Н., Комлев Д.А.* Обстановки седиментации ледниковых отложений вендского молассового комплекса Присаянья по данным морфологического анализа камней в тиллитах (юго-запад Сибирской платформы) // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2002. С. 207–208.

[5] *Советов Ю.К., Благовидов В.В.* Позднерифейское осадконакопление в Ийско-Туманшетском авлакогене (юго-запад Сибирской платформы): суперсиквенсы и корреляция со стратотипом рифея в Башкирском антиклинории // Литологические аспекты геологии слоистых сред: Материалы 7-го Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 248–250.

[6] *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений позднего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

[7] *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. СО, 1991. 183 с.

[8] *Boulton G.S.* Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis // Sedimentology. 1978. V. 25. P. 773–799.

[9] *Metelkin D.V., Ernst R.E., Hamilton M.A.* Preliminary evidence for a CA 1640 Ma mafic magmatic event in Southern Siberia and lincs with Northern Laurentia // Large Igneous Province of Asia: Mantle plumes and metallogeny (Abstract volume). Irkutsk: Petrographica, 2011. P. 166–169.

[10] *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.

ДВЕ ОБЛАСТИ СНОСА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОГО И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ПО ВОЗРАСТУ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Ю.К. Советов, **, М. Хофманн***, А.К. Казак*, Л.В. Соловецкая*, ***

*Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
**Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, sovetovyk@ipgg.sbras.ru
***Дрезден, Германия, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Geochronologie, mandy.hofmann@senckenberg.de

Главные осадочные системы и два этапа палеогеографической зональности, а также темп погружения вендского осадочного бассейна были рассмотрены в работах **[4, 7]**. Выводы сделаны на основе седиментологического анализа и литостратиграфической корреляции отложений оселковой и байкальской серий и стратиграфических аналогов на Енисейском кряже и в Патомском нагорье. В настоящем сообщении главное заключение о принципиальном различии двух осадочных бассейнов на юго-западе Сибирской платформы и питающих провинций в раннем и позднем венде подтверждается исследованием детритовых цирконов из оселковой серии Присаянья.

Для отбора проб на детритовые цирконы были учтены три источника информации: (1) точное стратиграфическое положение стратона, из которого отобрана проба, (2) седиментология и генезис отложений, (3) анализ палеотечений, которыми определялся перенос кластического материала. Стратиграфическое положение кластических отложений венда было выяснено созданием детальной литостратиграфической схемы на основе изучения осадочных систем и верификацией этой схемы результатами детального картирования **[8]**. Постановка исследований предопределила постановку задачи: определить возраст террейнов, поставлявших кластический материал в бассейн седиментации в узких временных интервалах. Пробы, отобранные наугад, без работы с осадочной системой, создают массу неопределенностей в интерпретации и всегда будут вызывать вопросы о целесообразности отбора. Для поставленной цели наиболее информативными, с точки зрения авторов, являются отложения древних рек – артерий, связывающих область сноса и конечный водоем стока. Целями седиментологических исследований были: 1) изучение морфологии нижней поверхности и взаимоотношения с подстилающими стратиграфическими подразделениями, 2) выделение литофаций и генетических типов отложений, 3) определение направления переноса кластического материала, 4) определение направления фациальных изменений и положения приемного морского бассейна, 5) изучение состава кластического материала и установление геодинамического типа его источников.

Первый объект – потенциальный информатор происхождения материала – нижнеудинская пачка удинской свиты оселковой серии Присаянского прогиба. Стратиграфическое положение нижнеудинской пачки ясное – она всегда залегает на большеайсинской пачке марнинской свиты с размывом и перекрывается муксутской пачкой айсинской свиты, что можно наблюдать в разрезах урочищ Челоты, Богатырь, Муксут, Плиты, Озерки, Гладкий мыс и Нерса **[8]**. Нижнеудинская пачка в нижней части представлена русловыми гравийно-песчаными отложениями кварцевого и полевошпат-кварцевого состава, и глубина эрозионного вреза достигает 4 м. Во всех разрезах измерялись направления транспорта материала по ориентировке подошвенных знаков и наклонам форсетов косых серий в русловых песчаниках. Для анализа направления течений рек в раннеудинское время использовано более 100 замеров векторных характеристик текстур. По этим данным получен однозначный результат: направления течений меняются в секторе от ЮВ до СЗ с преобладающими на ЮЗ-З. Область поднятий и сноса находилась в центре Сибирского кратона. Течение рек из центральных частей Сибирского кратона к его периферии подтверждено независимо фациальными изменениями отложений и петрогра-

фическим анализом песчаников. Достоверно установлено, что на юго-западе Присаянского прогиба (Гладкий Мыс) аллювиальные отложения замещаются прибрежно-морскими песчаными барами, а состав песчаного материала соответствует провинции «континентальных блоков с источником на стабильном кратоне» **[8]**.

Проба на детритовые цирконы № 16010 (68 зерен) взята в разрезе нижнеудинской пачки в урочище Плиты (р. Уда). Цирконы выделены стандартными методами в отделе пробоподготовки ИНГГ СО РАН и проанализированы в отделе геохронологии Шенкбергского естественно-исторического музея в Дрездене (Германия). Все древние цирконы образуют по возрасту четыре кластера по схеме **[6]**: палеоархейский (3450–3200 млн лет), мезоархейский (3100–2800 млн лет, абсолютно преобладают), неоархейский (2600–2500 млн лет, мало), палеопротерозойский (системы оросирий и ряций, 2150–1850 млн лет). Кластеры цирконов древней группы, в целом, соответствуют циклам формирования фундамента Сибирской платформы, установленным в Шарыжалгайском выступе и Бирюсинской глыбе по структурным параметрам, этапам метаморфизма и магматизма **[3]**. Кластеры архейских цирконов сопоставляются с «раннеархейским», «позднеархейским» и «раннепротерозойским I» циклами формирования фундамента, а цирконы палеопротерозойского возраста полностью соответствуют времени «раннепротерозойского цикла II» **[3]**. Из анализа следует однозначный вывод – континентальная кора центральной части Сибирского кратона, скрытая под осадочным чехлом, идентична коре в краевых выступах, и Сибирский кратон представлял собой в конце палеопротерозоя и до венда единый геодинамический блок. Единичные зерна молодой группы цирконов дали конкордантный возраст 674±17 млн лет. Эта дата близка к возрасту океанской коры Исаковского террейна на Енисейском кряже **[2]** и, по-видимому, отражает внутриплитное рифтовое событие. Судя по находке зерен циркона более молодого возраста (652–631 млн лет) в голоустенской и улунтуйской свитах Прибайкалья и удинской свите Присаянья (655 млн лет) **[1]**, которые, по нашим данным, были принесены из внутренних районов Сибирской платформы, рифтовые события происходили в интервале 682–631 млн лет. Именно этому интервалу соответствует, по нашим данным, время заложения рифтогенных прогибов Енисейского кряжа (Тейско-Чапского и Вороговского) и образование в конце интервала вендской пассивной окраины Сибирского кратона.

Второй объект – муксутская пачка айсинской свиты – хороший стратиграфический маркер не только в Присаянском прогибе, но и для всей юго-западной окраины Сибирской платформы. При геологической съемке по зеленовато-серой окраске выделяется как верхняя подсвита удинской свиты, но по составу обломочного материала, направлениям его переноса и принадлежности уникальной аллювиальной системе была включена в айсинскую свиту **[7]**. Большой объем количественных петрографических данных показал высокое сходство состава песчаников во всех разрезах этой пачки в Присаянском прогибе **[5]**. Составы концентрируются в узкой области литокластито-кварцевого класса с малым или нулевым содержанием полевых шпатов и обломков магматических пород. Это типичные песчаники провинции «рециклированных орогенов». Аллювиальная система муксутской пачки по большому массиву данных измерения палеотранспорта ориентирована от внешнего орогена на Сибирский кратон с направлением на СВ, В и ЮВ в современных координатах. Достоверность измерений высокая, так как они сделаны в комплексах дюн аккреции вниз по течению, т.е. по направлениям форсетов крупных косых серий внутрирусловых баров. Новые седиментологические данные, полученные в 2013–2015 гг., привели к заключению, что в начале айсинского времени образовалась очень крупная река, и ее осадки представляют источник очень важной информации для палеогеографической реконструкции.

Проба песчаников № 15000-0-4-1 на детритовые цирконы отобрана в урочище Плиты (р. Уда) из нижней части русловых песчаников муксутской пачки. В популяции цирконов выделяются две группы – древняя и молодая. Древняя группа включает кластеры: палеоархейский (3300 млн лет, несколько зерен), мезоархейский (3000–2900 млн лет), неоархейский (2750–2400 млн лет, значительное количество), палеопротерозойский (2200–1750 млн лет, системы оросирий и ряций, количество сравнимо с неоархейским кластером). Качественно древняя популяция зерен близка к популяции из фундамента центральных районов Сибирской платформы, но статистическая структура популяции совершенно иная. Резко преобладают неоархейские и палеопротерозойские цирконы. По этим данным можно заключить: в области сноса к юго-западу и западу от Сибирского кратона в позднем венде находился неизвестный в настоящее время

докембрийский кратон. Поскольку главная масса обломочного материала муксутской пачки представляет собой зрелые литокластиты, можно выдвинуть предположение, что этот кратон обрамлялся осадочными бассейнами пассивной окраины, в которые поступал кластический материал, в значительной мере выветрелый.

Молодая группа цирконов представлена двумя кластерами: 1) мезо-неопротерозойским (1100–900 млн лет, системы стений и тоний), 2) неопротерозойским (800–650 млн лет, криогений). Последний кластер имеет три пика – на 800, 700 и 650 млн лет. Первый кластер может рассматриваться как сигнал гренвильской орогении, а пики второго близки к этапам магматической активности на западном склоне Енисейского кряжа, т.е. к енисейской орогении. Общий вывод из седиментологического анализа поздневендской молассы и популяции детритовых цирконов: в позднем венде Сибирский кратон столкнулся с крупным террейном раннедокембрийской континентальной коры, переработанной гренвильской и енисейской складчатостью. Этот террейн находился к западу от Сибирского кратона.

[1] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Шихонг Ж., Писаревский С.А., Мотова З.Л.* Изотопное датирование детритовых цирконов из позднедокембрийских осадочных толщ южного фланга Сибирского кратона: интерпретация возрастной позиции и возможных источников вещества // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 57–59.

[2] *Кузьмичев А.Б.* О результатах датирования метагабброидов Исаковского офиолитового пояса (Енисейский кряж) по цирконам // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 154–155.

[3] *Мельников А.И.* Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. Новосибирск: «Гео», 2011. 236 с.

[4] *Советов Ю.К.* Вендский осадочный бассейн на юго-западе Сибирской платформы: два этапа формирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 190–192.

[5] *Советов Ю.К., Казак А.К.* Орогенез и аллювиальное осадконакопление на юго-западе Сибирской платформы в позднем венде (тип дренажной сети, источники материала, темп погружения) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всероссийского литологического совещания (г. Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирк: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. III. С. 129–132.

[6] *International Chronostratigraphic Chart*. International Comission on Stratigraphy. IUGS www.stratigraphy.org v 2013/01.

[7] *Sovetov J.K.* Vendian subsidence of the southwestern Siberian Craton: geodynamics and basin formation // Neoproterozoic sedimentary basins. Stratigraphy, geodynamics and petroleum potential: Proceeding of the International Conference, Novosibirsk, 30 July – 02 August, 2011. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 88–91.

[8] *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.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ

Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий**, Т.В. Калашникова***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Solv777@crust.irk.ru
**Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Kalashnikova@igc.irk.ru

Главным источником информации по названным проблемам является глубинное вещество, поступающее на поверхность земли с кимберлитами в виде мантийных ксенолитов и мегамакрокристовой ассоциации. В настоящее время доминирующими гипотезами возникновения древней литосферы кратонов являются:

1) модель поддвигания субдуцируемых океанических плит под древнюю континентальную кору (subduction stacking model) **[1]**;

2) модель реститового генезиса первичного вещества мантийной литосферы **[2 и многие другие]**.

Первая из них **[1]** хорошо согласуется с присутствием в субконтинентальной мантии эклогитов как высокобарных петрохимических эквивалентов океанической коры, а также с геохимическими свидетельствами их контакта с морской водой **[3]**. В модели предусмотрено существование древней коры, что хорошо объясняет возникновение в верхней мантии источника MORB. Вместе с тем она сталкивается с отсутствием геохимических свидетельств реакции ультраосновного вещества с морской водой. Например, данные по изотопии кислорода в минералах низкотемпературных зернистых перидотитов из среднепалеозойских кимберлитов Якутии указывают на отсутствие в них субдукционной компоненты **[4]**.

Гипотеза реститового генезиса первичного вещества мантийной литосферы доминирует со времен ранних работ А. Рингвуда и Ф. Бойда (70-е годы) и рассматривает ультраосновное вещество мантийной литосферы как рестит от объемного плавления верхней мантии при образовании ультраосновных коматиитовых магм. У. Гриффин и С. Рейли **[2]** предполагают, что плавление происходило на глубине ~100–150 км и механизм подъема легкого рестита был гравитационным. Реститовая гипотеза сталкивается с двумя главными трудностями: а) обогащением литосферной мантии кратонов ортопироксеном, что не соответствует экспериментальным данным по плавлению ультраосновного вещества **[5, 6]**, и б) присутствием в древней литосфере кратонов эклогитов. Первое противоречие разрешается древним метасоматизмом **[2, 7]**. Эклогиты рассматриваются как продукты кристаллизации базитовых расплавов на структурных границах литосферной плиты. Аномалии в распределении изотопов углерода и кислорода в мантийных эклогитах приписываются влиянию окислительно-восстановительных процессов **[2]**.

В настоящем исследовании мы предлагаем альтернативную гипотезу происхождения протолита литосферной мантии древних кратонов как легкой флотационной корки высокомагнезиальных оливин-ортопироксеновых кумулатов в первичном магматическом океане на поверхности планеты **[8]**. Существование древнего магматического океана рассматривается в целом ряде исследований **[9–11]**. Эта гипотеза наиболее адекватно объясняет обогащение литосферной мантии кратонов ортопироксеном, отсутствие магматического тренда, высокую степень деплетированности и высокую магнезиальность вещества мантийной литосферы. Прямая корреляция между величиной Al_2O_3/CaO в валовом составе и магнезиальностью оливина в ксенолитах зернистых перидотитов из кимберлитов объясняется стремлением более легкого Al-ортопироксена объединиться с легким Mg-оливином при флотации. Флотационная гипотеза согласуется с такими фактами, как первичный магматический (не метасоматический) генезис экссолюционных мегакристаллов ортопироксена **[12, 8]** и отсутствие обогащения пород и минералов РЗЭ в зернистых перидотитах из трубки Удачная с максимальными содержаниями ортопироксена. Для флотационной гипотезы предлагается близкий модели **[13]** механизм подтаскивания и собирания мелких флотационных плит, имеющих базитовое покрытие, под более крупную плиту. Эклогиты, встречающиеся в литосфере кратонов на разных уровнях, представ-

ляют собой линзы, будины бывшего базитового слоя на поверхности оливин-ортопироксеновых пластин.

Установлены многочисленные механизмы, приводящие к модификации вещества мантийной литосферы кратонов под влиянием процессов флюидного и магматического метасоматизма. В качестве источника модифицирующих флюидов и расплавов рассматриваются флюиды – расплавы, поступающие в мантийную литосферу из погружающейся океанической плиты **[14]**, а также расплавы плюмового происхождения **[15]**. Одним из важнейших процессов рассматривается магматическое замещение **[16, 15]**, которое приводит к рефертилизации первичного литосферного протолита – его обогащению базальтоидными компонентами. При этом подошедший к подошве литосферы термохимический плюм в ряде случаев эродирует основание литосферы, что приводит к отслоению ее нижней части вместе с алмазоносным горизонтом **[17]**.

[1] *Helmstaedt H.H., Gurney J.J.* Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // Journal of Geochemical Exploration. 1995. V. 53. P. 125–144.

[2] *Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? // Episodes. 2007. V. 30. P. 43–53.

[3] *Jacob D.E.* Nature and origin of eclogite xenoliths in kimberlites // Lithos. 2004. V. 77. P. 295–316.

[4] *Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Горнова М.А., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Суворова Л.Ф.* Изотопный состав кислорода в минералах мантийных парагенезисов из кимберлитов Якутии // ДАН. 2012. Т. 444, № 1. С. 61–66.

[5] *Boyd F.R.* Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 1989. V. 96. P. 15–26.

[6] *Herzberg C.* Geodynamic information in peridotite petrology // Journal of Petrology. 2004. V. 45, № 12. P. 2507–2530. doi:10.1093/petrology/egh039.

[7] *Kelemen P.B., Hart S.R., Bernstein S.* Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164. P. 387–406.

[8] *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др.* Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО Наука, 1994. 256 с.

[9] *Nisbet E.G., Walker D.* Komatiites and the structure of the Archean mantle // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 60. P. 105–116.

[10] *Anderson D.L.* Isotopic evolution of the mantle: a model // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 57. P. 13–24.

[11] *Ohtani E., Kawabe I., Moriyama J., Nagata Y.* Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1989. V. 103. P. 263–269.

[12] *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 300 с.

[13] *De Wit M.J.* Gliding tectonics during the emplacement of the mafic-ultramafic rocks of the Barberton Greenstone Belt // Journal of Structural Geology. 1982. V. 4. P. 117–136.

[14] *Perner-Fisher J.F., Howarth G.H., Pearson D.G. et al.* Plume impingement on the Siberian SCLM: Evidence from Re-Os isotope systematics // Lithos. 2015. V. 218–219. P. 141–154.

[15] *Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н.* Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 361–383.

[16] *Howarth P.H., G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F. et al.* Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V. 184–187. P. 209–224.

[17] *Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S.* Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proceedings of 7th International kimberlite conference. Cape Town: RedRoof Design, 1999. P. 689–698.

ОСНОВЫ ИЗМЕНЕНИЯ УНИФИЦИРОВАННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ САЯНО-БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА

А.М. Станевич

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

В 1979 г. в Новосибирске прошло Всесоюзное стратиграфическое совещание, а в 1983 г. была опубликована принятая на нем Унифицированная стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкало-Патомского региона (СБПР) **[1]**. В нее не были включены толщи Бодайбинской зоны, так как в это время шла инициированная В.С. Федоровским и др. дискуссия о нижне- или верхнепротерозойском положении этих отложений. В схеме, в других зонах, последовательность отложений была относительно равномерно распределена по временному интервалу рифея и венда (1650–540 млн лет). В последнее пятнадцатилетие появилась точка зрения о вендском положении дальнетайгинского и жуинского горизонтов **[2]**. К нашему удивлению, она стала независимо подтверждаться хемостратиграфическими кривыми (отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$) в Прибайкальской, Патомской зонах и изотопными данными ($^{208}Pb/^{238}U$ датирование детритовых цирконов) во всех зонах региона, включая Бодайбинскую (обзор в **[3]**). Кроме того, ассоциация сложнопостроенных акритарх пертататакского типа, известная с 80-х годов в верхней (уринской) свите дальнетайгинского горизонта, заняла позднеэдиакарский уровень, характерный для нее во многих разрезах мира. Косвенными критериями объективности такого «омоложения» отложений, считавшихся ранее рифейскими, можно считать найденные до этого формы микрофоссилий рода Dictyotidium Eis. **[4]**, известные только с палеозоя, и Obruchevella olkhinica Gorod. et Drobk. **[5]**, не известные в мире древнее венда **[6]**.

Несмотря на комплекс этих данных, они никак не учитываются при создании геологических карт нового поколения. Например, на недавно изданном оцифрованном листе О-49 (Патомская, Бодайбинская зоны) у свит сохранились рифейские индексы, зафиксированные в Унифицированной схеме **[1]**. Но некоторые геологи еще помнят, что возрастное положение свит и горизонтов в последней во многих случаях являлось компромиссом между позициями разных исследователей. Например, крайние точки зрения на возраст базальных слоев дальнетайгинского горизонта различались интервалом более чем триста миллионов лет. С палеонтологической точки зрения, изданная схема изобиловала латынью строматолитов и микрофитолитов, возрастное значение большинства из которых не имело конкретного хронологического положения, что и подтвердили изотопные данные.

Обозначенная выше корректировка возрастного положения региональных горизонтов дает возможность более аргументированно показать интерпретацию геодинамической эволюции юга Сибирского кратона в неопротерозое **[4, 7, 8]**. Разрезы СБПР отражают три основных этапа развития региона: медвежевско-баллаганахский, дальнетайгинско-жуинский и присаянский. На медвежевско-баллаганахском этапе осадконакопление определялось обстановками рифтогенного морского бассейна пассивной окраины юга Сибирского кратона. Эти обстановки хорошо коррелируются с процессами распада суперконтинента Родинии в период 780–680 млн лет **[9]**. Период в 600–570 млн лет (дальнетайгинский горизонт) определяется началом конвергентных событий, заложением и эволюцией островных дуг и задугового бассейна. Влияние островодужного (андезитового) вулканизма устанавливается в осадках Бодайбинской и Патомской зон **[7]**. Период в 570–560 млн лет (жуинский горизонт) характеризуется образованием окраинного бассейна форландового типа, который позже (с 560 млн лет) сменился системой предгорных прогибов орогенного этапа на юге СБПР (присаянский горизонт).

Таким образом, схожие возрастные данные по разрезам Присаянской, Прибайкальской, Патомской и Бодайбинской зон свидетельствуют, во-первых, о корректности проведенной сотнями геологов корреляции. Во-вторых, показывают вероятный возрастной пробел в знаниях о геологической истории СБПР в позднем докембрии длительностью около миллиарда лет, что

требует детального изучения «немых» толщ, залегающих между байкальской серией и нижнепротерозойскими образованиями. И, наконец, позволяют существенно скорректировать положение подразделений позднего протерозоя СБПР в стратиграфической схеме **[1]**, включая в нее и отложения Бодайбинской зоны. Вместе с тем, для многих геологов данная «омолаживающая» корректировка представляется ошибочно радикальной, что требует дополнительных изотопных и палеонтологических исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00048-а).

[1] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

[2] *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.

[3] *Станевич А.М.* Корреляция позднепротерозойских толщ Байкало-Патомского региона // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: Материалы 1-й научно-практической конференции. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2014. С. 228–231.

[4] *Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н.* Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: «Гео», 2006. 204 с.

[5] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Корнилова Т.А., Максимова Е.Н.* Минерализованная микробиота улунтуйской свиты неопротерозоя // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 1. С. 98–107.

[6] *Alvarez P., Chauvel J.-J., Van Viet-Lanoë B.* Obruchevella, cyanobacterie fossile du Proterozoique superieur du Congo. Implications sur Lage du Groupe Schistocalcaire et de glaciation fini_Proterozoique // Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes. 1995. V. 320, № 7. P. 639–646.

[7] *Немеров В.К., Станевич А.М.* Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 456–470.

[8] *Станевич А.М.* Палеогеодинамика через геохимию и микрофитологию отложений позднего докембрия Байкало-Патомского региона // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Труды ВостСибНИИГГиМС. Вып. 3. Иркутск: Иркутский государственный университет, 2014. С. 73–84.

[9] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al.* A one-billion-year in the Precambrian history of the southern Siberian craton and the problem of the transproterozoic supercontinent // American Journal of Science. 2010. V. 310. P. 812–825.

РТ-ЭВОЛЮЦИЯ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ИРКУТНОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.П. Сухоруков, О.М. Туркина

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

Шарыжалгайский выступ представляет собой южное обнаженное окончание Тунгусской провинции фундамента Сибирской платформы. Китойский и Иркутный блоки, образующие большую часть Шарыжалгайского выступа, сложены однотипными породными ассоциациями, включающими ортогнейсы среднего и кислого состава, метабазиты, гранат-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы, мраморы и кальцифиры и метаморфизованными от амфиболитовой до гранулитовой фации.

Выходы глиноземистых мигматизированных гнейсов установлены на водоразделе рек Тойсук и Китой. Они слагают пачку видимой мощностью несколько десятков метров среди кислых гранулитов. Породы представлены среднезернистыми мигматизированными гнейсами с чередованием прослоев лейкосомы и меланосомы. Мощность лейкосомы составляет от первых миллиметров до 2–3 см. Минеральный состав гнейсов Grt(70–84)+Crd(18–33)+Opx(47–49, Al_2O_3=1.9–4.9)+Bt(TiO_2=2–6)+Spl+ Kfs+Pl(30–49)+Qtz.

Меланосома характеризуется широким развитием реакционных минеральных микроструктур. К этим структурам относятся: 1) кварц-кордиеритовые каймы вокруг зерен граната. В таких каймах червеобразные вростки кварца в кордиерите преимущественно расположены перпендикулярно к границе с зерном граната. Гранат, окруженный такими симплектитами, имеет неправильную форму; 2) ортопироксен-кордиеритовые симплектиты вокруг зерен граната. В них мелкие вростки ортопироксена расположены внутри кордиерита, снаружи такие симплектиты часто окружены мономинеральной ортопироксеновой каймой; 3) ортопироксен-кордиеритовые симплектиты часто окружены снаружи мономинеральными скоплениями биотита; 4) шпинель-кордиеритовые симплектиты вокруг силлиманита. Силлиманит в породе образует как отдельные зерна, так и поликристаллические агрегаты. Во всех случаях он располагается внутри зерен кордиерита, содержащих обильные включения зеленой шпинели.

Гранат в меланосоме имеет состав Alm 72–74 Py 20-23 до Alm 77–79, Py 15–18 при незначительных вариациях содержания спессартина и гроссуляра Grs 3–4, Sps 2–3. В пределах отдельных зерен отмечается повышение содержания альмандина и гроссуляра к краям, понижение содержания пиропа при примерно постоянном содержании спессартина. Гранат лейкосомы Alm 60–62, Py 34–36, Grs 2–3, Sps 1–2. Гранат в лейкосоме характеризуется плоскими спектрами по тяжелым РЗЭ (Yb/Gd=0.7–1.7) и имеет резкий европиевый минимум Eu/Eu*= =0.16–0.27. Гранат из меланосомы, напротив, имеет низкое Yb/Gd отношение (0.3–0.5) и слабый европиевый минимум Eu/Eu*=0.33–0.78.

Цирконы гранат-кордиеритовых парагнейсов представлены субизометричными многоплоскостными кристаллами с секториальной зональностью, а также тонкими темными и незональными в КЛ оболочками на детритовых ядрах циркона. Эти цирконы характеризуются пониженным содержанием U (141–366 ppm), низким Th (16–90 ppm) и, соответственно, пониженным Th/U (0.10–0.42). Фигуративные точки цирконов из двух проб образуют компактный кластер на диаграмме с конкордией, и их конкордантный возраст составляет 1850±17 млн лет (СКВО=1.8).

Многоплоскостные кристаллы циркона имеют не типичное для магматических цирконов низкое содержание тяжелых лантаноидов (Yb=7–19) и Y (54–140 ppm) и «плоское» распределение тяжелых РЗЭ с крайне низким $(Lu/Gd)_n$ (0.5–1.4). По указанным характеристикам они отвечают цирконам, образующимся при высокотемпературном метаморфизме одновременно с гранатом, концентрирующим тяжелые лантаноиды **[1]**. Многоплоскостные кристаллы циркона в сравнении с детритовыми ядрами обогащены Hf (8400–12400 ppm относительно 6600–9600

ppm) и имеют слабовыраженный европиевый минимум (Eu/Eu*=0.31–0.85 относительно 0.03–0.32).

Оценки температурного пика метаморфизма проводились с использованием парного геотермометра, основанного на содержании циркония в рутиле и титана в цирконе **[2, 3]**. Средние значения температур по девяти анализам циркона составляют 816–866 °С. Температурные оценки, проведенные на основании содержания циркония в рутиле, соответствуют 853±12 °С и 834±14 °С.

Реконструкция PT-тренда метаморфизма проводилась на основании интерпретации реакционных минеральных микроструктур с учетом данных минералогической термобарометрии и термодинамического моделирования с использованием программного комплекса Perplex 668 **[4, 5]**, а также данных о редкоэлементном составе сосуществующих циркона и граната.

Суммирование всех данных позволяет предположить, что минеральная ассоциация на пике метаморфизма была Grt+Sil+Bt+Pl+Kfs+Qtz+L. Также в районе пика метаморфизма формируются метаморфогенный циркон и рутил в лейкосоме пород. PT-параметры пика метаморфизма составляют: T=850 °C, P=6.7 кбар. После достижения пика метаморфизма породы испытывают снижение давления до величин ниже 5 кбар. Температуры метаморфизма при этом сохраняются достаточно высокими для существования расплава (более 800 °С). На этом этапе формируются все реакционные структуры с участием кордиерита. Наиболее вероятными реакциями образования наблюдаемых минеральных микроструктур являются Grt+Sill+Qtz → Crd, Grt+Qtz → Crd+Opx и Grt+Sill → Spl+Crd. Завершающая стадия эволюции фиксируется в появлении низкотитанистого биотита вокруг кордиеритовых кайм. Формирование биотита должно быть связано с понижением температуры и кристаллизацией расплава с освобождением необходимой для формирования биотита воды.

Температурные оценки пика метаморфизма превышают полученные ранее значения **[6]**, что может объясняться переуравновешиванием составов минералов на регрессивной стадии метаморфизма.

Вывод о декомпрессионном характере PT-тренда ранее уже был ранее сделан для мигматитов и гнейсов южной части Иркутного блока, опробованных в разрезе на побережье оз. Байкал **[6]**. Вывод о декомпрессионном характере метаморфизма подтверждается появлением андалузита в регрессивных структурах, замещающих исходные силлиманитсодержащие парагенезисы. Таким образом, можно предположить однотипный характер метаморфизма в пределах по крайней мере центральной и восточной части Иркутного блока.

[1] *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.

[2] *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 413–433.

[3] *Ferry J.M., Watson E.B.* New thermodynamic analysis and calibration of the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Geological Society of America Abstracts with Programs. 2006. V. 38, № 6. P. 243.

[4] *Connolly J.A.D.* Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // American Journal of Science. 1990. V. 290. P. 666–718.

[5] *Connolly J.A.D.* The geodynamic equation of state: what and how // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2009. V. 10, № 10. Q10014. doi:10.1029/2009GC002540.

[6] *Сухоруков В.П.* Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитах Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 9. С. 1314–1335.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ДЛЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА)

О.М. Туркина, Н.С. Приятkина** ****

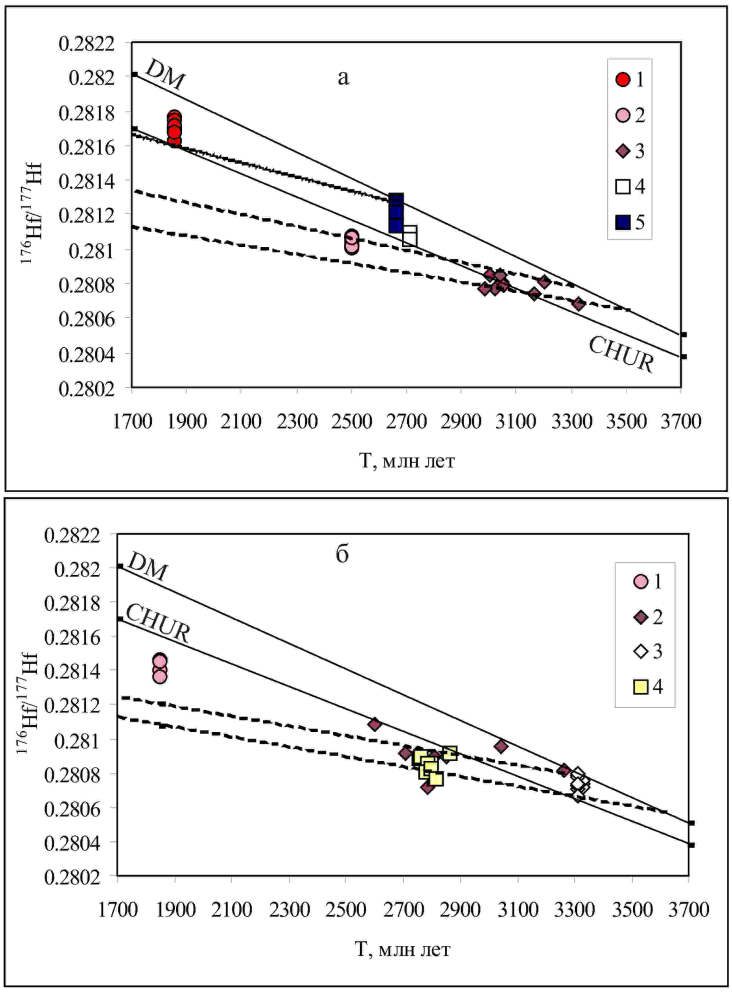
*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, turkina@igm.nsc.ru
**Newcastle, Australia, NSW Institute of Frontiers Geoscience
***Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

Палеопротерозойские гранитоиды являются характерным структурным элементом коллизионного пояса, трассирующего юго-западную окраину Сибирского кратона. К настоящему времени накоплена обширная информация по возрастному положению и составу гранитоидов в Шарыжалгайском, Ангаро-Канском и Бирюсинском выступах фундамента, их образование происходило в узком временном диапазоне – 1870–1840 млн лет и было связано с постколлизионным растяжением. Дискуссионным остается вопрос о генезисе этих пород, прежде всего характере коровых субстратов и роли ювенильных (мантийносвязанных) источников в гранитообразовании. Для оценки вклада различных источников в образование палеопротерозойских гранитоидов могут быть использованы Lu-Hf изотопные характеристики циркона. Анализ цирконов был выполнен методом LA ICP-MS в Аналитическом центре Университета Джеймс Кук (г. Таунсвилл, Австралия) и Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Двухстадийный модельный возраст цирконов (T^{C}_{Hf}(DM)) рассчитан с использованием среднекоровой величины $^{176}Lu/^{177}Hf$=0.015.

Изученные палеопротерозойские гранитоиды имеют отрицательные значения ε_{Nd} и модельный возраст T_{Nd}(DM)≥2.5 млрд лет, следовательно, доминирующими их источниками служили породы архейской коры. Широкий диапазон величин ε_{Nd} (от 0 до –11) для всей совокупности пород может быть следствием как участия различных коровых субстратов, так и варьирующегося вклада ювенильного материала в их генезис. Признаки участия ювенильного материала установлены, например, для гранитоидов Булунского (ε_{Nd} от –2.8 до –5.4) и Онотского (ε_{Nd} от –7.4 до –8.3) блоков, которые имеют более радиогенный изотопный состав Nd в сравнении с их потенциальными источниками – архейскими метамагматическими и метаосадочными комплексами этих структур (ε_{Nd} от –11 до –20 и от –9 до –24, соответственно, на 1.85 млрд лет).

Изотопный Lu-Hf состав циркона определен для палеопротерозойских гранитоидов Китойского и Булунского блоков и в сравнительном плане палеопротерозойских гранитов Бирюсинского блока. На северо-западе Китойского блока лейкократовые граниты с возрастом 1863±16 млн лет (СКВО=0.52) образуют небольшой массив в бассейне р. Мал. Белой. Цирконы имеют положительные значения ε_{Hf} от +2.2 до +4.6 и двухстадийный модельный возраст T^{C}_{Hf}(DM)=2.2–2.4 млрд лет. В Булунском блоке биотитовые граниты слагают массив в левобережье р. Урик. Магматические цирконы из этих пород имеют субконкордантный возраст 1853±7 млн лет (СКВО=2.7). Особенностью этих цирконов является наличие многочисленных унаследованных ядер с возрастом от 2.6 до 3.2 млрд лет. Палеопротерозойские магматические цирконы характеризуются ε_{Hf} от –5.0 до –8.7 и T^{C}_{Hf}(DM)=2.8–3.0 млрд лет. Архейские ядра цирконов имеют очень широкие вариации ε_{Hf} (от –0.9 до –9.6) и в сравнении с палеопротерозойскими – более древние T^{C}_{Hf}(DM)=3.1–3.8 млрд лет. В Бирюсинском блоке широко развиты гранитоиды саянского комплекса. Возраст цирконов из биотит-амфиболовых гранитогнейсов, отобранных в районе нижнего течения р. Тагул, составляет 1884±21 млн лет (СКВО=0.7). Цирконы характеризуются положительными ε_{Hf} от +1.1 до +2.6 и T^{C}_{Hf}(DM)=2.35–2.50 млрд лет.

Более широкий диапазон значений ε_{Hf} в сравнении с ε_{Nd} однозначно указывает на участие различных источников в образовании палеопротерозойских гранитоидов. Такими источниками могут служить: 1) производные деплетированной мантии (мафические расплавы и их дифференциаты) и 2) зрелая континентальная кора, плавление которой могло быть вызвано андерплейтингом мафических расплавов. Для корректной интерпретации изотопных данных и



Изотопный состав циркона из палеопротерозойских гранитоидов и архейских пород Китойского и Иркутного (*а*) и Булунского (*б*) блоков. *а*: *1* – палеопротерозойские и *2* – неоархейские граниты, *3* – палеоархейские гранулиты, *4–5* – неоархейские среднекислые и мафические гранулиты; *б*: *1* – магматические и *2* – унаследованные цирконы из палеопротерозойских гранитов, *3* – палеоархейские плагиогнейсы, *4* – мезоархейские метавулканогенно-терригенные осадки. Штриховыми линиями показано изменение изотопного состава палеоархейской коры ($^{176}Lu/^{177}Hf$=0.015) и неоархейских мафических гранулитов ($^{176}Lu/^{177}Hf$=0.022).

анализа генезиса гранитоидов требуется информация о составе конечных членов смешения. В первом приближении вклад ювенильных и древних коровых источников в образование палеопротерозойских гранитоидов может быть выявлен путем сопоставления изотопных характеристик циркона из этих пород с областью изотопной эволюции архейской коры, определенной по цирконам из метамагматических и/или метаосадочных пород, с использованием среднекорового значения $^{176}Lu/^{177}Hf$=0.015.

Вклад ювенильного материала очевиден для гранитов Бирюсинского и Китойского блоков, поскольку цирконы из этих пород имеют положительные ε_{Hf}. Цирконы из гранитов Китойского блока располагаются выше области изотопного состава палеоархейской коры (рисунок, *а*). Поскольку эти цирконы имеют более радиогенный изотопный состав Hf даже в сравнении с неоархейскими мафическими гранулитами, добавка ювенильного материала, скорее всего, имела место в палеопроторезое. Однозначным свидетельством вклада древнего корового материала в генезис гранитов Булунского блока служит наличие унаследованных ядер циркона. Сходство как по возрасту, так и по изотопному составу Hf унаследованных ядер с цирконами из палеоархейских плагиогнейсов тоналит-трондьемитового комплекса и мезоархейских метавулканогенно-терригенных осадков позволяет рассматривать эти породы как наиболее вероятные коровые

источники для гранитов (рисунок, *б*). Вместе с тем, палеопротерозойские магматические цирконы не унаследует изотопный состав древних ядер, что указывает на образование расплава при участии ювенильного материала с более радиогенным изотопным составом. Это подтверждается и положением точек палеопротерозойских цирконов выше области изотопной эволюции архейской коры Булунского блока. Таким образом, первые данные по изотопному Lu-Hf составу цирконов из палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа и Бирюсинского блока свидетельствуют о том, что их изотопная гетерогенность определяется вкладом как древних коровых, так и ювенильных источников.

В последние годы возрос интерес к исследованию детритовых цирконов из разновозрастных осадочных комплексов как на Сибирской платформе, так и в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Установлено наличие или даже доминирование в раннедокембрийской части возрастных спектров детритовых цирконов палеопротерозойского возраста, источником которых, скорее всего, служили граниты. В этой связи наличие «палеопротерозойской возрастной метки» стало рассматриваться как индикатор «сибирского» источника. Одним из методов оценки области сноса служит сравнение спектра ε_{Hf} обломочных цирконов с ε_{Hf} магматических пород. Например, популяция цирконов с возрастом 1.90–1.85 млрд лет в отложениях чингасанской серии Тейско-Чапского прогиба в основном характеризуется значениями ε_{Hf} в диапазоне от –6 до +8 **[1]**, что указывает на вероятную взаимосвязь данной популяции обломочных цирконов с палеопротерозойскими гранитоидами Сибирского кратона. Полученная информация по Lu-Hf изотопному составу палеопротерозойских гранитоидов Сибирского кратона может быть использована при реконструкции областей сноса для терригенных осадков, но широкий диапазон значений ε_{Hf} для цирконов из гранитов, безусловно, осложняет интерпретацию данных по детритовым цирконам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-02964) и проекта СПбГУ 3.38.137.2014.

[1] *Кузнецов Н.Б., Приятkина Н.С., Шацилло А.В., Рудько С.В., Романюк Т.В., Коллинз В.Дж.* Возраст и Lu/Hf-изотопно-геохимические характеристики обломочных цирконов из песчаников основания чингасанской серии (Лопатинская свита) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 130–133 (наст. выпуск).

ХАНГАЙ-ХЭНТЕЙ-ДАУРСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ ПЛУТОН: ФОРМА И РАЗМЕРЫ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.Х. Турутанов

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

В настоящем сообщении приводятся результаты интерпретации гравитационных (декомпенсационных) аномалий силы тяжести, специально разработанных для исследования крупных геологических тел. Применение этих аномалий для выяснения морфологии объектов, залегающих в верхней части земной коры, является принципиально новым подходом для решения геологических задач.

Определение формы и размеров крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры гравиметрическим методом сопряжено с рядом специфических особенностей. Гравитационное влияние глубинных масс, компенсирующих подобные неоднородности верхней части земной коры, заметно снижает величины аномалий силы тяжести, наблюдаемых над такими геологическими объектами. В результате при интерпретации гравитационных аномалий происходит уменьшение вертикальной мощности (толщины) геологических тел.

Для объектов шириной в несколько километров подобным искажением поля силы тяжести можно пренебречь, но когда горизонтальные размеры плотностных неоднородностей превышают 50–100 км, интенсивность аномалий над ними может измениться весьма значительно, что приведет к существенно неверной оценке объема геологических тел **[1]**. Именно к таким телам относятся Хангайский и Хэнтей-Даурский гранитоидные плутоны Монголо-Сибирского региона, латеральные размеры которых составляют многие сотни километров.

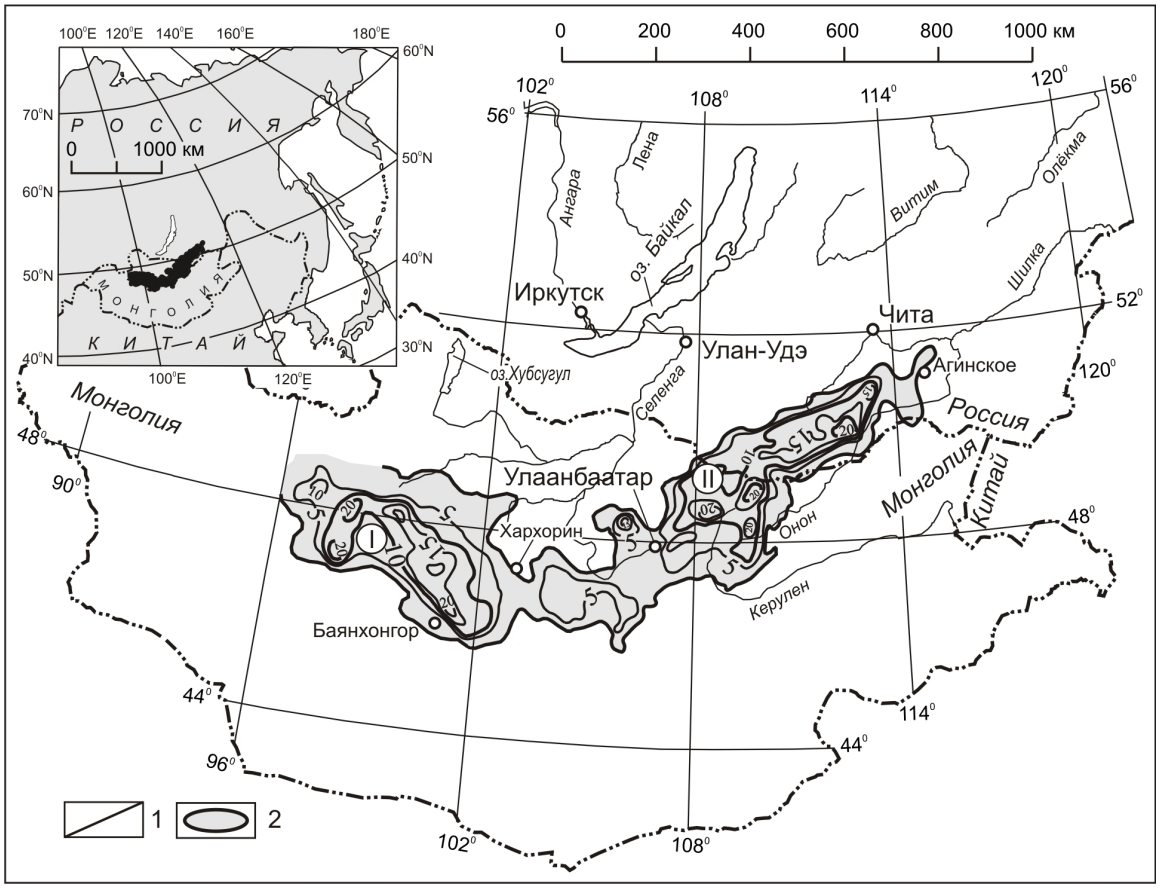
Для интерпретации гравиметрических данных нами были использованы гравитационные декомпенсационные аномалии. Это изостатические аномалии силы тяжести, трансформированные особым способом. Физический смысл таких аномалий заключается в том, что в них элиминировано не только влияние компенсации топографического рельефа, но и гравитационные эффекты предполагаемой локальной компенсации крупных плотностных неоднородностей земной коры **[1]**. В этих аномалиях в наиболее «чистом» виде отражается гравитационное влияние крупных геологических объектов, расположенных в верхней части земной коры.

Судя по карте декомпенсационных аномалий, Даурское (Россия), Хангайское и Хэнтейское (Монголия) поля развития гранитоидов отражаются в гравитационном поле интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести, амплитуда которых сопоставима и достигает –40 мГал **[2]**. Эти аномалии целиком совпадают с площадями выходов гранитоидов, что позволяет с высокой степенью достоверности считать последние аномалиеобразующими объектами. Количественная интерпретация гравитационных минимумов выполнена в предположении, что аномалии силы тяжести обусловлены влиянием крупных гранитоидных плутонов, и осуществлялась методом подбора (проб и ошибок) с помощью инверсии декомпенсационных аномалий способом наименьших квадратов при аппроксимации геологических тел ограниченными по простиранию трехмерными горизонтальными призмами с вертикальными сечениями, имеющими форму многоугольников по программе для полигональных призм **[2]**. Во всех вариантах интерпретации удалось согласовать наблюдаемое и теоретическое гравитационные поля со среднеквадратическим отклонением не более ±2 мГал.

По результатам выполненной интерпретации построена карта изолиний толщины гранитоидов Хангайского и Хэнтей-Даурского плутонов (рисунок).

Оказалось, что Хангайский и Хэнтей-Даурский плутоны представляют собой уплощенные по вертикали тела, горизонтальные размеры которых составляют сотни километров, а толщина доходит до нескольких десятков километров.

По геофизическим данным разделить Хангайский и Хэнтей-Даурский плутоны невозможно. По этой причине вполне обоснованно можно полагать, что они являются частями единого, огромного по размерам плутона. По горизонтали это тело имеет размеры (50–300)×1600 км.



Карта глубинного строения Хангайского (I) и Хэнтэй-Даурского (II) гранитоидных плутонов: *1* – изолинии одинаковой толщины гранитоидов, км; *2* – площадь проекции плутонов на земную поверхность.

Его мощность изменяется от 2 до 20 км, составляя в среднем 5–7 км, а средний объем этого образования составляет 1500000 км^3. Геометрические характеристики образования, судя по полученным нами данным, значительно превосходят аналогичные параметры одного из крупнейших гранитоидных плутонов Земли – Ангаро-Витимского **[1]**, а его протяженность (1600 км) сопоставима с протяженностью крупнейших гранитоидных «батолитов» мира – Патагонского (1900 км) (Южная Америка, Анды) **[3]** и Трансгималайского (2000 км) **[4]**.

[1] *Cordell L., Zorin Y.A., Keller G.R.* The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1991. V. 96, № B4. P. 6557–6568.

[2] *Туртанов Е.Х.* Ангаро-витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // ДАН. 2011. Т. 440, № 6. С. 815–818.

[3] *Philip H., Bousquet J.-C., Masson F.* Séismes Et Risques Sismiques: Approche Sismotectonique. Paris: Dunod, 2007. 340 p.

[4] *Law R.D., Searle M.P., Simpson R.L.* Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet // Journal of the Geological Society. 2004. V. 161, № 2. P. 305–320.

ТЕКТОНИКА КОЛЛИЗИОННОГО КОЛЛАЖА (500–460 МЛН ЛЕТ) В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ (ОЛЬХОНСКИЙ ПОЛИГОН)

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

*Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН
***Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
****Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

На современной поверхности в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья вскрыты глубинные горизонты раннепалеозойской земной коры, охваченные метаморфизмом и тектоническим течением. Формирование интегральной структуры происходило в условиях взаимодействия Сибирского кратона и Ольхонского террейна. Основные мотивы геодинамики и тектоники: аккреция, фронтальная коллизия, косая коллизия, синорогенический коллапс, плюмтектоника. Аккреция и фронтальная коллизия (500–480 млн лет) сопровождались реализацией покровного тектогенеза. Локально проявлена купольная тектоника. Для косой коллизии (480–460 млн лет) типичны тотальные масштабы сдвигового тектогенеза, финальные эпизоды которого включают и явления синорогенического коллапса. С этими событиями синхронизированы продукты плюмового генезиса (470–460 млн лет), позиция которых в структуре коры зависит от стиля тектоники, форматирующей коллизионный коллаж в это время.

Доколлизионная геодинамика. Петрохимическое и геохимическое изучение пород коллажа позволяет установить признаки разновозрастных островодужных систем, фрагменты которых составляют картируемый на поверхности коллизионный композит Ольхонского террейна. Ряд данных свидетельствует о вовлечении в коллизию микроконтинента с корой раннедокембрийского возраста и раннепалеозойским чехлом. Вместе с тем, реставрация исходных латеральных рядов сталкивается с трудностями, преодолеть которые пока вряд ли возможно. К предлагаемым моделям (недостатка в них нет) нужно относиться скептически. Это связано с хаотическим характером тектонического перемешивания, генерированного косой коллизией и горизонтальными сдвиговыми перемещениями различных компонентов коллажа, амплитуды которых остаются неизвестными (они могли быть любыми). Утрачены, таким образом, основные признаки, которые можно было бы использовать для палинспастических реконструкций. Строение же самого коллизионного коллажа, несмотря на полигенетический характер процессов, выясняется достаточно уверенно. В работе плотно используются современные аэрокосмические дистанционные материалы высокого и сверхвысокого разрешения, что в условиях хорошей обнаженности площади Ольхонского полигона позволяет составлять геологические и тектонические карты ключевых участков территории с недостижимой прежде точностью. Близится к завершению и подготовка к изданию финальных геологической и тектонической карт всего региона.

Региональная тектоническая матрица. Основу картируемого на поверхности глубинного ансамбля составляют четыре суперзоны. Каждая из них включает многочисленные покровные и сдвиговые пластины этапов фронтальной и косой коллизии. Все породы охвачены региональным метаморфизмом. Около 70 % площади занято продуктами амфиболитовой фации. Локально развиты породы гранулитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Никаких свидетельств верхней коры раннего палеозоя в регионе не сохранилось, для наблюдений доступны только глубинные горизонты коры раннего палеозоя. Главные единицы коллажа – Сибирский кратон и Ольхонский террейн. Последний, в свою очередь, и сам является композитной структурой, сформированной в результате реализации процессов аккреции и коллизии различных компонентов былых геодинамических систем. Коллизионный удар террейна и Сибирского кратона одним из следствий имел разрушение созданного ранее коллажа, возникновение новых тектонических комбинаций и, по-существу, лишь завершил формирование глубинной композиции

коллажа. Его анатомия отличается предельной сложностью, которая отражает интегральный эффект реализации условий и тектонического течения, а также геометрии изгиба.

Аккреция. Свидетельства весьма активных доколлизионных явлений обнаружены недавно. Наиболее заметно они представлены в границах Прибрежной зоны, которая выделяется вдоль скального побережья Байкала на острове Ольхон и в районе Тутайского залива в Приольхонье. Широкое развитие здесь получили умеренно калиевые граниты (Тутайский массив) и кварцевые сиениты и граниты (Южно-Ольхонский массив). Образование этих пород происходило в коре, утолщенной в процессе аккреции (в структурном плане эти события синхронизированы с этапами покровного типа). По гранитам Тутайского массива U-Pb методом по циркону получен возраст 488.6±8.0 млн лет, а по кварцевым сиенитам Южно-Ольхонского массива – 495±6 млн лет.

Фронтальная коллизия. Эти явления долгое время оставались как бы в тени из-за грандиозных масштабов косой коллизии, наступившей позднее и маскирующей более ранние процессы. Как теперь стало ясно, фронтальная коллизия и связанный с нею покровный тектогенез носили региональный характер. В глубинных условиях нижней коры и высокотемпературного метаморфизма они были реализованы в режиме тектонического течения. В современных координатах тектонический транспорт на этом этапе происходил в северо-западном направлении (в сторону Сибирского кратона). Следы ранних тектонических покровов и соответствующих складчатых конструкций установлены во многих частях территории. Обнаружены и многочисленные структуры колчановидного типа, свойственные такой кинематике. Возраст покровных деформаций составляет 480–490 млн лет.

Косая коллизия. Такая геодинамика свойственна поздним этапам взаимодействия Сибирского кратона и Ольхонского террейна. Она носила тотальный характер. Созданные ранее тектонические композиции этапов аккреции и фронтальной коллизии были разрушены, а многочисленные фрагменты этих систем были беспорядочно растащены вдоль края кратона в процессе реализации бульдозерных эффектов, сопровождавших косую коллизию. Масштабы перемещений отдельных тектонических единиц могли составлять десятки и сотни километров. Реперов, которые могли бы подтвердить такое предположение, нет. Но вот косвенные признаки весьма красноречивы. В составе коллизионного коллажа, образованного в основном раннекаледонскими тектоническими единицами (500–460 млн лет), заметное место занимают крупные осколки коры байкальского возраста (около 800 млн лет, комплекс Орсо), немалый по размерам экзотический обломок коры карельского возраста (около 2 млрд лет, район мыса Калтыгей на Байкале). Последний особенно интересен тем, что в непосредственной близости пород такого типа (гранат-кордиерит-гиперстеновые гнейсы) в составе Сибирского кратона вообще нет и, чтобы доставить сюда такие образования, нужно искать другие источники. Вполне возможно, что это мог быть и не наш кратон и даже не Иркутская область… Косая коллизия создала совершенно новый тектонический образ системы. Сотни больших и малых сдвиговых пластин формируют группировки северо-восточного направления, и это – основной картируемый стиль тектоники региона в современном его срезе. Многоэтапные складки с крутыми шарнирами наиболее обычны для этого этапа. Предполагаем, что реализация косой коллизии происходила в условиях и тектонического течения, и постепенной экспансии кинематики изгиба, которая при склеротизации системы становится господствующей. Материала для твердых выводов пока, впрочем, недостаточно.

Синорогенический коллапс и плюм-тектоника. Это последние события, завершающие развитие коллизионной системы Ольхонского региона. Хотя мы и рассматриваем их здесь в одном разделе, по своей генетической природе они не имеют ничего общего. Объединяют эти эпизоды лишь то, что они были практически одновременными, и это – чистая случайность. Появившиеся в печати упоминания о том, что плюм-тектоника региона отражает коллапс коллизионной системы, должны быть решительно оспорены. Синорогенический коллапс коллизионного сооружения в условиях масштабной реализации сдвигового тектогенеза – естественный процесс, не требующий участия плюм-эффектов. Коллизионная система, формирующаяся с участием сдвига, обречена на распад, ибо такая кинематика сопровождается возникновением локальных зон растяжения (по механизму пулл-апарт), что постепенно приводит к деградации и разрушению коллизионного сооружения. Образно говоря, мантийный плюм, пришедший к основанию коры, «ничего не знает» о какой-то коллизии, которая нам может казаться гранди-

озной, а с точки зрения плюма – не более чем мелкое происшествие… Плюм делает свою работу совершенно независимо от косметических упражнений в коре. А вот его продукты, попадая в кору, вынужденно занимают именно ту структурную позицию, которую диктует тектоника коры. В нашем случае это косая коллизия, сдвиговый тектогенез и синорогенический коллапс коллизионной системы. Возраст совпадающих событий – 460–475 млн лет. Плюм-эффекты разнообразны. Они включают эпизоды внедрения субщелочных габброидов, сиенитов и нефелиновых синитов (460–470 млн лет), явления габбро-гранитного синметаморфического минглинга с участием субщелочных и толеитовых габброидов, габбро-сиенитовый минглинг, средне- и высокотемпературные метасоматиты с уникальной минерализацией, карбонатные инъекционные образования (карбонатные выплавки, мраморно-сиенитовый минглинг, некоторые виды синметаморфических мраморных меланжей), редкометалльные граниты. Весь этот каскад плюм-эффектов строго «привязан» к сдвиговым структурам, сопровождавшим косую коллизию Ольхонского террейна и Сибирского кратона.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНУЛИТЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ (U-PB ИЗОТОПНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНОВ), УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

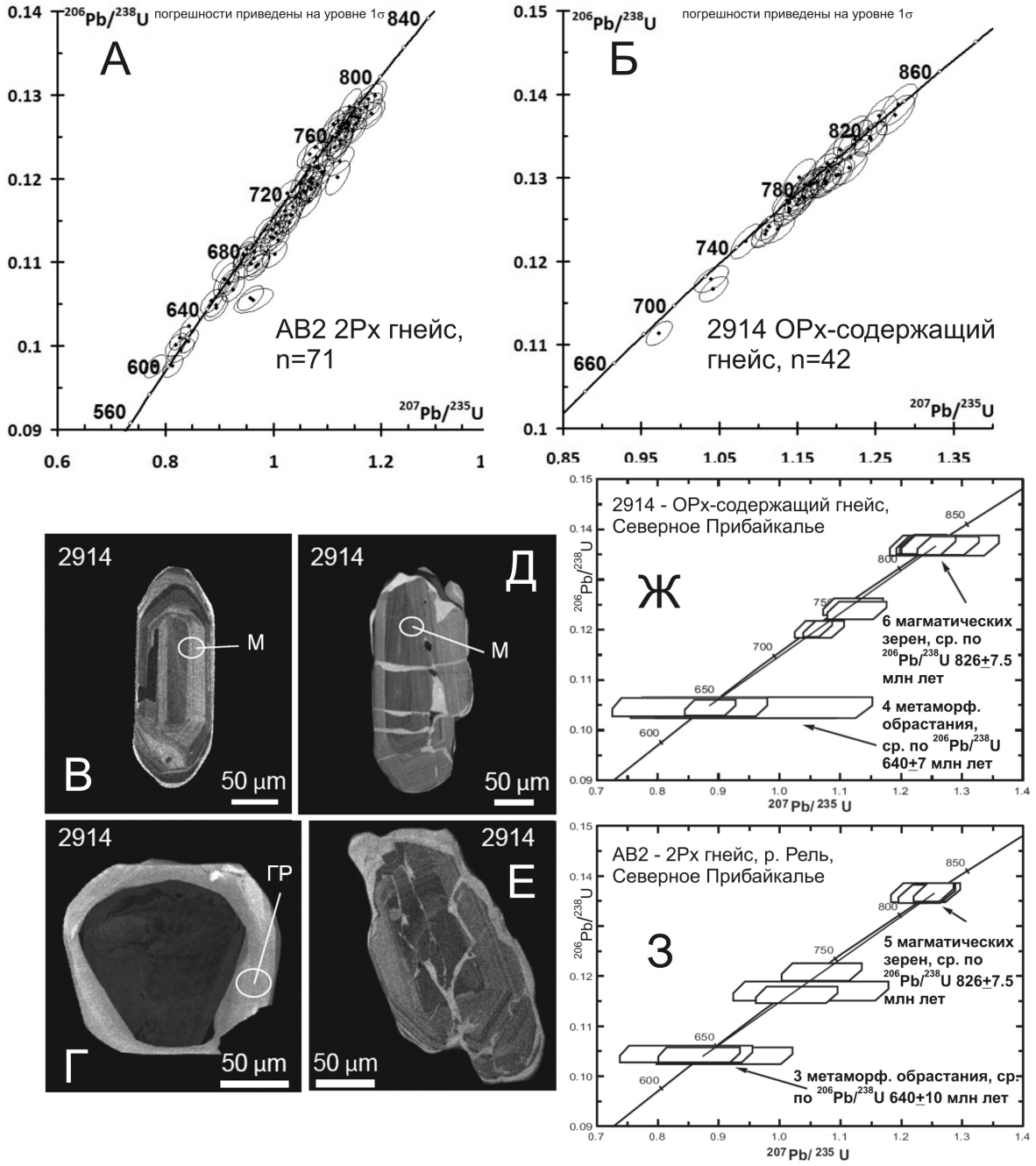
А.А. Федотова, **, А. Крёнер***, ****, Е.В. Хаин*, П.Я. Азимов*****, А.В. Орлова*, **, М.О. Аносова**, А.А. Разумовский*, Г.Е. Некрасов*, Д. Ли****

*Москва, Геологический институт РАН, fedotova@ginras.ru
**Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
***Beijing, China, Beijing SHRIMP Centre, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences
****Mainz, Germany, Dept. of Geosciences, University of Mainz
*****Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Гранулитовый комплекс Северного Прибайкалья (западная часть Байкало-Муйского пояса), впервые охарактеризованный В.А. Макрыгиной с соавторами **[1, 2]**, образован за счет метаморфического преобразования совместно деформированных пород разного возраста и происхождения **[3]**. Гетерогенность протолита гранулитов выявлена по данным Sm-Nd изотопного исследования пород и U-Pb изотопного изучения цирконов. Двупироксеновые и гиперстеновые гнейсы первой группы (T_{Nd}(DM) 2.2–2.3 млрд лет) содержат цирконы с ядрами, образованными более 800 млн лет назад, в то время как цирконы эндербито-гнейсов с модельным возрастом T_{Nd}(DM) 1.2–1.0 млрд лет представлены однофазными кристаллами с характерными для цирконов из гранулитов низкими содержаниями урана **[3, 4]**. При исследовании сложнопостроенных зерен цирконов из пород первой группы методом LA ICP-MS получены значения, распределившиеся вдоль конкордии в интервале от 830 до 600 млн лет (рисунок, *А*, *Б*). По результатам был сделан вывод о том, что точки определяют одну или несколько дискордий **[5]**, но расположение точек и величины погрешностей не позволили провести расчет возрастов по пересечениям дискордии с конкордией.

Перед изотопным исследованием рассматриваемых цирконов в SHRIMP-центре Академии геологических наук Китая (г. Пекин) для кристаллов были получены катодолюминесцентные изобажения высокого разрешения. Выснилось, что, помимо двухфазного строения (ядро и обрастание, рисунок, *В*, *Г*) геохронологическое исследование затруднено присутвием трещин, залеченных цирконом новой генерации (рисунок, *Д*, *Е*), возникновение которых описано в литературе **[6]**. Для анализа были выбраны зерна и участки без трещин. Для ядер цирконов их двух проб эндербито-гнейсов получены значения 826±7.5 и 826±8, низкоурановые каймы кристаллизовались 640±7 млн лет назад (рисунок, *Ж*, *З*), все приведенные значения – средние величины, рассчитанные по изотопному отношению $^{206}Pb/^{238}U$). Данные, полученные методом LA ICP-MS (рисунок, *А*, *Б*) полностью согласуются с этими результатами **[4, 5]**.

В связи с выявленной гетерогенностью гранулитового комплекса возникла задача определения условий метаморфизма непосредственно по породам, для которых получены геохронологические данные, или их прямым аналогам. Ранее для габброидов и гранулитов была получена оценка температур 800–900 °С и давлений 7.5 кбар **[7]**. Нами для определения условий метаморфизма, сформировавшего двупироксеновые гнейсы, выбран биотит-двупироксен-дувуполевошпатовый бескварцевый гнейс 2905-4, геохимически подобный породам второй из рассмотренных выше групп (для данной группы пород характерно отсутствие ядер в цирконах, диапазон модельных возрастов T_{Nd}(DM) 1.2–1.0 млрд лет **[3, 4]**). Более фракционированный спектр распределения РЗЭ с резко выраженной положительной аномалией Eu характерен только для пород второй группы, что дает возможность с определенностью различать гранулиты двух групп по геохимическим признакам **[4]**. Расчеты по данным для биотит-двупироксен-двуполевошпатового гнейса 2905-4 выполнялись в программе TWQ 2.02 **[8]** с базой данных BA96 **[9]**. Для определения температуры использованы обменные катионные (Fe-Mg)



***А*, *Б* – результаты U-Pb изотопного (LA ICP-MS) исследования цирконов из гранулитов Северного Прибайкалья на диаграммах с конкордиями [4, 5]; *В*, *Г*, *Д* – катодолюминесцентные изображения цирконов из гранулитов (М – точки анализа зоны магматического происхождения, ГР – внешняя зона, образованная низкоурановым цирконом, характерным для гранулитов) [4]; *Е* – трещины в цирконе, сливающиеся с низкоурановой оболочкой [4]; *Ж*, *З* – результаты U-Pb изотопного (SHRIMP) исследования цирконов из гранулитов Северного Прибайкалья на диаграммах с конкордиями [4].**

равновесия между ортопироксеном, клинопироксеном и биотитом. Наиболее вероятная величина температуры метаморфизма, для которой эти три термометра сходятся, составляет ~800 °С. Прямое определение давления для данного парагенезиса (как и для большинства безгранатовых парагенезисов) невозможно, но можно оценить предельное давление, выше которого в системе должен присутствовать кварц. Для такой оценки давления использованы предельные реакции An+En=Di+aOpx+bQtz и An+Fs=Hd+aOpx+bQtz, определяющие появление кварца

(An – анортитовый компонент плагиоклаза; En, Fs и aOpx – энстатитовый, ферросилитовый и ортокорундовый (Al_2O_3) компоненты ортопироксена, Di и Hd – диопсидовый и геденбергитовый компоненты клинопироксена, bQtz – бета-кварц). Отсутствие кварца в породе указывает, что давление метаморфизма было меньше 6–7 кбар.

Полученные результаты и ранее опубликованные данные согласуются с представлением о том, что со времени около 830 млн лет назад фиксируются развитые вулканические дуги, которые представлены корневыми частями в Байкало-Муйском поясе, реконструируются для Приольхонья **[10]** и сохранились в виде вулканических надсубдукционных серий Восточного Саяна и Западной Монголии, дархатской и сархойской соответственно. К концу неопротерозойского времени рассматриваемая палеоструктура была совмещена с офиолитами и более молодыми островодужными системами, в результате чего был образован архипелаг, трансформировавшийся со временем в коллаж террейнов. На фоне этих процессов гранулитовый метаморфизм, вероятно, проявлялся на стадии перехода от конвергентных условий на границе палеоархипелага и Сибирского кратона, к преимущественно сдвиговым, маркируя области локального растяжения на фоне общего сжатия со сдвигом. Гранулиты Северного Прибайкалья были выведены в верхние горизонты литосферы ко времени 595±5 млн лет назад, о чем свидетельствует внедрение в них субвулканических тел гранитоидов с геохимическими характеристиками адакитов, содержащих цирконы этого возраста **[3]**.

Работа проводилась при поддержке РФФИ (проект 11-05-01052), Фонда развития отечественной геологии, DAAD, IGCP (проект № 592).

[1] *Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф.* О гранулитах в нюрундуканской серии Северного Прибайкалья // ДАН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 195–201.

[2] *Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др.* О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // ДАН. 1993. Т. 332, № 4. С. 486–489.

[3] *Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Аносова М.О., Орлова А.В.* Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.

[4] *Kröner, A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 138–160. doi:10.1016/j.jseaes.2015.07.033.

[5] *Орлова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А., Костицын Ю.А.* Проблема оценки возраста кристаллизации цирконов эндербит-гранулитовой ассоциации Северного Прибайкалья // 5-я Российская конференция по изотопной геохронологии: Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 265–268.

[6] *Rimša A., Whitehouse M.J., Johansson L., Piazolo S.* Brittle fracturing and fracture healing of zircon: an integrated cathodoluminescence, EBSD, U-Th-Pb and REE study // American Mineralogist. 2007. V. 92. P. 1213–1224.

[7] *Цыганков А.А.* Минералогия и термометрия гранулит-чарнокитового комплекса Северного Прибайкалья // Записки ВМО. 1996. № 6. С. 38–48.

[8] *Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29, № 4. P. 833–855.

[9] *Berman R.G., Aranovich L.Y.* Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2 // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126, № 1–2. P. 1–24.

[10] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА: U-PB ИЗОТОПНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЛАГИОГРАНИТОВ СРЕДНЕМАМАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА

А.А. Федотова, **, А. Крёнер***, ****, Е.В. Хаин*,*
*В.И. Переляев*****, А.А. Разумовский**

*Москва, Геологический институт РАН, fedotova@ginras.ru
**Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
***Beijing, China, Beijing SHRIMP Centre, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences,
****Mainz, Germany, Dept. of Geosciences, University of Mainz
*****Иркутск, Иркутский государственный университет

Среднемамаканская офиолитовая ассоциация восточной ветви Байкало-Муйского пояса включает диабазы и базальты с прослоями вулканокластических пород и кремней, обнажающиеся в долине реки Якорь, а также перидотиты и габброиды, широко распространенные в районах левобережья реки Средний Мамакан и верховьев реки Каалу **[1, 2]**. Данные о возрасте габброидов массива отвечали большому возрастному диапазону: 704±71, 774±67 млн лет (Sm-Nd изохронные определения по минералам и четырем валовым поробам пород, соответственно **[3]**). Нами было проведено полевое изучение габброидной части массива, найдены единичные маломощные жилы плагиогранитов, распространенные совместно с небольшими (до нескольких десятков сантиметров мощностью) телами диабазов, расположенными внутри габброидов. Разрозненные тела диабазов во многих случая маркируют «корневую» зону дайкового комплекса, для которой характерно присутсвие плагиогранитов офиолитовой ассоциации. Два тела плагиогранитов мощностью 40 и 60 см были опробованы для геохронологического исследования по цирконам. Жилы плагиогранитов расположены на расстоянии 25 м друг от друга в одном и том же обнажении, приуроченном к водопадной части правого притока реки Средний Мамакан (точки отбора проб и их координаты указаны в работе **[4]**). Из плагиогранитов выделены призматические цирконы с хорошо сохранившимися гранями пирамиды. Магматическая зональность варьируется от тонкой концентрической до характерной для цирконов из габброидов – выраженной широкими, контрастными по тону катодолюминесценции полосами. В плагиогранитах из второй жилы (60 см) кристаллы циркона несколько более разнообразны, часть зерен обладает слегка сглаженными гранями, тем не менее все цирконы могут рассматриваться как магматические.

Геохронологическое исследование проводилось в SHRIMP-центре Академии геологических наук Китая. При изучении восьми зерен цирконов из жилы плагиогранитов Среднемамаканского офиолитового комплекса получены конкордантные значения, среднее по изотопному отношению $^{206}Pb/^{238}U$ – 640±4 млн лет **[4]**. По шести точкам для цирконов из второй пробы плагиогранитов (жила мощностью до 60 см) получена величина 650±6 млн лет, семь точек из морфологически идентичных зерен из этой же пробы дали значительно более древнее значение – 850±7 млн лет (средние значения по отношению $^{206}Pb/^{238}U$) **[4]**. Древние зерна интерпретируются как ксенокристы, происхождение которых неясно. Возраст плагиогранитов 640±4 млн лет определяет, таким образом, верхний предел возраста Среднемамаканского офиолитового комплекса.

Формирование пород рассматриваемой офиолитовой ассоциации связано с растяжением в надсубдукционных условиях, возможно происходившим в обстановке задугового бассейна; петрогеохимические особенности пород указывают на смешение первичных расплавов типа N-MORB и надсубдукционной флюидной составляющей **[2]**. Возраст эклогитов Северо-Муйского блока 631±17 млн лет **[5]** перекрывается в пределах погрешности с возрастом плагиогранитов Среднемамаканского массива офиолитов. Приведенные данные указывают, что начиная со времени 640 млн лет назад фиксируется ранняя стадия сближения края Сибирской платформы с архипелагом разновозрастных неопротерозойских островных дуг, глубинные части которых выведены на современную поверхность в Байкало-Муйском поясе. Для реконструкции условий

заключительной стадии формирования Байкало-Муйского пояса предложены сценарии континентальной субдукции **[6]**, наложенного рифтогенеза **[7, 8]** и другие. Мы предполагаем, что за счет сдвиговой составляющей условия конвергенции изменялись по простиранию границы плит, что согласуется с данными о возрасте гранулитов Северного Прибайкалья (640±6 млн лет **[4]**). Таким образом, для этапа развития Байкало-Муйского пояса в интервале времени 650–630 млн лет реконструируются как участки транспрессии, благоприятные для образования эклогитов и обдукции офиолитов, представленных в современной структуре восточной ветви Байкало-Муйского пояса, так и «тени давления», в которых шло формирование гранулитов и пространственно связанных с ними габброидов, распространенных в западной ветви пояса.

[1] *Станевич А.М., Переляев В.И.* К стратиграфии позднего докембрия Средневитимской горной страны // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 10. С. 1642–1652.

[2] *Переляев В.И.* Ультрабазит-базитовые комплексы западной части Средне-Витимской горной страны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 23 с.

[3] *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.

[4] *Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 138–160. doi:10.1016/j.jseaes.2015.07.033.

[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] *Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И.* Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском складчатом поясе // ДАН. 2014. Т. 459, № 2. С. 228–231.

[7] *Божко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б. и др.* Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Ираканидинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1999. № 4. С. 14–25.

[8] *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, СОСТАВ ПОРОД, ГЕОДИНАМИКА

А.А. Цыганков, **, Е.Е. Дугданова*, **, Г.Н. Бурмакина*, О.В. Удоратина***, В.Б. Хубанов*, ***

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, tsygan@gin.bscnet.ru
**Улан-Удэ, Бурятский государственный университет
***Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

Позднепалеозойские и раннемезозойские щелочные гранитоиды А-типа широко распространены в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Область их распространения протягивается от Казахстана в северо-восточном направлении более чем на 6000 километров через Северо-Западный Китай и Забайкалье до Тихого океана. В пределах Забайкальского сектора этой обширной щелочно-гранитоидной области известно около 350 массивов, сложенных щелочными гранитами, щелочными и щелочно-полевошпатовыми сиенитами А-типа. Согласно имеющимся немногочисленным изотопно-геохронологическим данным, формирование щелочных гранитоидов в Забайкалье происходило в два этапа. Ранний – позднепалеозойский – этап (280–273 млн лет) фиксируется возрастом щелочно-полевошпатовых и щелочных сиенитов и гранитов крупнейших в Забайкалье многофазных Брянского (1600 км^2) и Хоринского (2000 км^2) плутонов, относимых к раннекуналейскому комплексу **[2–4]**. Становлению плутонических образований предшествуют трахидацит-трахириолитовая и трахибазальт-комендитовая вулканические ассоциации и бимодальная дайковая серия близкого состава. Раннемезозойские щелочные гранитоиды (позднекуналейский комплекс) и ассоциирующая с ними бимодальная трахибазальт-комендитовая вулканическая толща (цаган-хуртейская свита) формировались в период с 230 до 212 млн лет **[4]**.

Таким образом, позднепалеозойский и раннемезозойский этапы щелочно-гранитоидного магматизма характеризуются практически одинаковым набором плутонических и вулканогенных образований сходного петрографического облика и химического состава. Различия между ними обнаруживаются лишь в изотопных характеристиках. Так, гранитоиды раннекуналейского комплекса и ассоциирующие трахибазальты имеют отрицательные значения εNd: от –5 до 0 **[1, 5]**, тогда как в породах позднекуналейского комплекса аналогичного состава εNd варьируется от 0 до 5.

Нами установлен U-Pb изотопный возраст и получены первые данные по вещественному составу пород Шербахтинского щелочно-гранитоидного плутона, расположенного на Витимском плоскогорье. Массив имеет изометрично-округлую форму, занимает площадь около 200 км^2 и сложен рибекитовыми гранитами и биотитовыми сиенитами. Соотношение основных типов пород в массиве установить не удалось; скорее всего, они представляют собой самостоятельные фазы внедрения, поскольку промежуточные разности отсутствуют. В щелочных гранитах встречаются меланократовые включения неясного происхождения. Сиениты Шербахтинского массива сложены ортоклаз-пертитом, актинолитом, магнезиальной роговой обманкой и биотитом. Нередко встречается моноклинный пироксен – диопсид. Характерен широкий набор акцессорных минералов, это магнетит, ильменит, титанит, апатит, циркон, циркелит, монацит, рутил, эпидот, перрьерит. Щелочные граниты сложены щелочным полевым шпатом, кварцем и рибекитом. Кроме того, встречаются биотит, феррорихтерит, ферровинчит, эгирин (?). Акцессорная минералогия еще более разнообразна. К перечисленным выше минералам сиенитов добавляются флюорит, ксенотим, чевкинит, фергюсонит, эвксенит и бастнезит. Формально, сиениты, не содержащие щелочных темноцветных минералов, не принадлежат к породам щелочного ряда. Однако тесная пространственная связь и сходная акцессорная минералогия позволяют рассматривать сиениты и щелочные граниты в качестве единого, вероятно двухфазного, плутона.

На дискриминационных петрохимических диаграммах породы Шербахтинского плутона занимают поля метаалюминиевых гранитоидов железистого типа. По петрохимическим пара-

метрам они весьма сходны как с раннекуналейскими сиенитами и гранитами Брянского плутона, так и с раннемезозойскими щелочными гранитоидами. Вместе с тем, на диаграмме Пирса (Rb – Y+Nb) они, в отличие от изученных ранее образований, лежат в поле островодужных, а не внутриплитных гранитоидов.

Изотопный U-Pb возраст цирконов из щелочных гранитов Шербахтинского массива составляет 261.5±3.1 млн лет (SHRIMP-RG, Стэнфорд, США), что заметно отличается от возраста, установленного для пород как ранне-, так и поздне-куналейского комплекса.

Таким образом, Шербахтинский массив, являясь вполне типичным представителем сиенит-щелочно-гранитной ассоциации Западного Забайкалья, по времени своего формирования занимает промежуточное положение между позднепалеозойским и раннемезозойским этапами магматизма. Из этого можно предположить, что щелочно-гранитоидный магматизм развивался непрерывно с 280 до 210 млн лет назад, а сложившиеся представления о его дискретном характере обусловлены недостаточной представительностью изотопно-геохронологических данных. Очевидно, что обоснование или опровержение этого предположения возможно лишь путем дальнейших изотопно-геохронологических исследований.

Кроме того, требует детализации геодинамика щелочно-гранитоидного магматизма. Как отмечалось выше, вулканоплутонический пояс, состоящий из щелочных гранитоидов и ассоциирующих вулканогенных образований, протягивается на тысячи километров, пересекая самые разные структуры ЦАСП. Какой-либо возрастной зональности в пределах пояса, по крайней мере его забайкальской части, не выявлено. Вместе с тем, щелочно-гранитоидный магматизм вполне обоснованно относится к внутриплитным проявлениям эндогенной активности, обусловленной воздействием мантийного плюма **[6]**. Однако конкретные механизмы такого воздействия не очевидны. В частности, это относится к линейным магматическим поясам. Можно предположить, что подобные образования представляют собой след движения континентальной плиты над мантийным плюмом, однако геохронологические данные пока этого не подтверждают.

Проведенные исследования поддержаны грантом Российского научного фонда № 15-17-10010 и грантом РФФИ-Сибирь № 15-45-04208.

[1] *Цыганков А.А.* Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.

[2] *Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др.* Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.

[3] *Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanvilevich A.N. et al.* Petrogenesis of syenite-granite suit from Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // Chemical Geology. 2002. V. 189. P. 105–133.

[4] *Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Eyal M.* Mantle-derived sources of syenites from the A-type igneous suites – New approach to the provenance of alkaline silicic magmas // Lithos. 2015. V. 232. P. 242–265.

[5] *Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y.* Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alksline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneos province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

[6] *Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E.* Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 93. P. 158–179.

ПРИЗНАКИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ НАПРАВЛЕННОЙ ВЕЩЕСТВЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

С.С. Цыпукова, А.Б. Перепелов*, Е.И. Демонтерова**, А.В. Иванов**, С.И. Дриль**

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

«…состав пород [ЮБВО] достаточно устойчив и не зависит ни от их возраста, ни от положения в геологической структуре области…» **[1]**.

В докладе на примере кайнозойских базальтоидных ареалов Тункинского и Хубсугульского секторов Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО), приуроченных к юго-западному флангу Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), показано, что начиная с позднего олигоцена и до раннего плиоцена в интервале ~20 млн лет наблюдаются признаки направленного изменения состава магм, требующие петрологического обоснования. Выводы основаны на результатах геохронологических ($^{40}Ar/^{39}Ar$) и геохимических исследований вулканических комплексов Дархатской впадины (~27–5 млн лет), ареала Агуйтын-нуруу (~23–12 млн лет), плато Хэвэн (~20–15 млн лет), и плато Тумусун (~17–12 млн лет) (рис. 1).

Для исследований использована выборка составов базанитов, трахибазальтов, гавайитов и трахиандезибазальтов с коэффициентом магнезиальности Mg#≥0.58, с развитием среди вкрапленников в породах преимущественно Ol и полным отсутствием фенокристаллов алюмосиликатов. Предполагается, что такая группа составов базальтоидов характеризует производные магм, которые могут находиться в равновесии с перидотитовой или пироксенитовой мантией и не были существенно затронуты процессами дифференциации. Наиболее ранние позднеолигоценовые проявления базальтоидных магм установлены в Дархатской впадине (трахиандезибазальты). Для них характерно заметное обогащение TiO_2, P_2O_5 и Sr, относительно

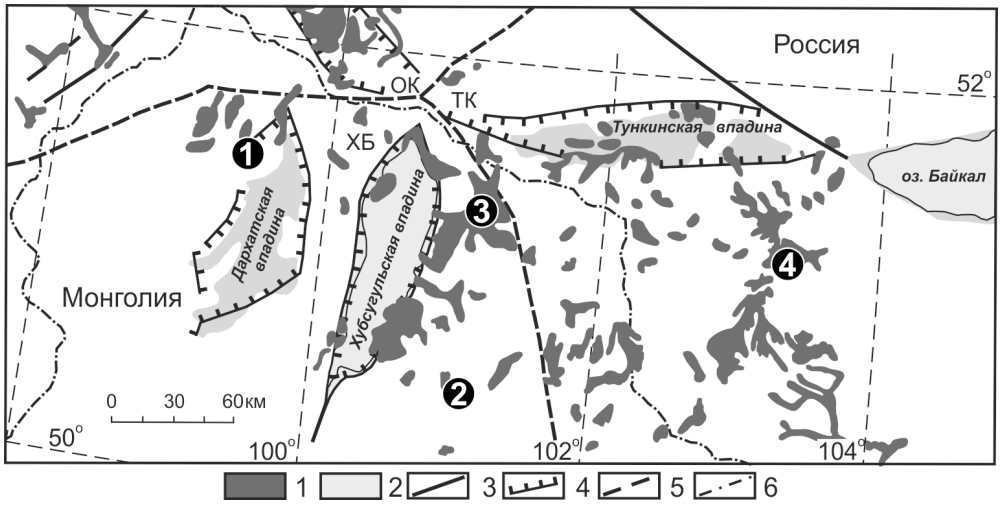


Рис. 1. Схема развития кайнозойского вулканизма ЮБВО по [1]. *1* – кайнозойские вулканогенные комплексы; *2* – осадочные отложения рифтогенных впадин; *3* – разломы; *4* – границ рифтогенных впадин; *5* – границы секторов ЮБВО (ТК – Тункинский, ХБ –Хубсугульский, ОК – Окинский); *6* – граница Россия-Монголия. Цифрами показано положение исследованных вулканических ареалов: 1 – Дархатская впадина, 2 – Агуйтын-нуруу, 3 – плато Хэвэн, 4 – плато Тумусун.

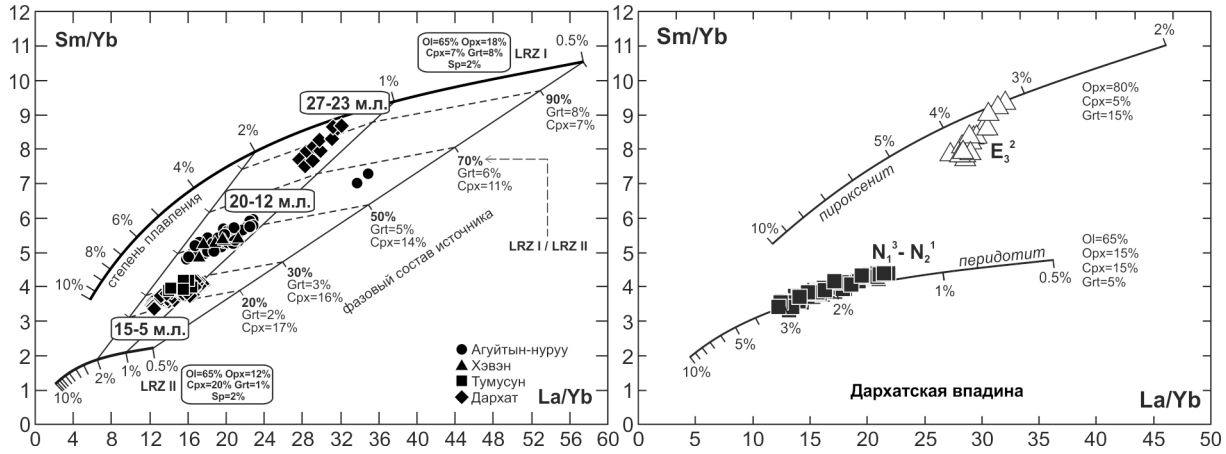


Рис. 2. Составы базальтоидов ЮБВО (Mg#≥0.6) на диаграмме La/Yb-Sm/Yb (ppm). Для расчетов условий плавления использованы модельные минеральные составы Grt-содержащих перидотитов и гарцбургитов, состав перидотитового включения из базанитов плато Тумусун и коэффициенты распределения «минерал/расплав» по литературным данным. Диапазоны возрастов приведены по данным авторов ($^{40}Ar/^{39}Ar$).

повышенные концентрации Li, Rb, Ba, Zn, Ga, Sn и LREE, а также пониженные содержания Al_2O_3, CaO, Sc, HREE и Y (La/Yb=28–32). Микроэлементное моделирование процессов формирования позднеолигоценовых магм такого состава показывает удовлетворительное решение при их образовании при 1.0–1.5%-ной степени плавления Grt-содержащих перидотитов (Grt 7–8 об. %) или в условиях 3.0–3.5%-ной плавления Grt-содержащих гарцбургитов (Grt 10–15 об. %) (рис. 2). Геохимические особенности этих пород согласуются с сохранением в магмообразующем субстрате реститового гранатового компонента.

Сходными характеристиками с трахиандезибазальтами Дархатской котловины обладают и позднеолигоценовые базаниты Агуйтын-нуруу. Следуя во времени далее, отметим, что раннее- и среднемиоценовые базаниты, трахибазальты и гавайиты вулканического ареала Агуйтын-нуруу и плато Хэвэн отличаются от позднеолигоценовых базанитов и трахиандезибазальтов заметно более низкими концентрациями TiO_2, P_2O_5, Sr, LREE и более высокими содержаниями Sc, HREE и Y. Выявленная тенденция к снижению концентраций ряда литофильных и к возрастанию «гранатофильных» элементов отчетливо прослеживается затем и с переходом к среднемиоценовым базанитам и трахибазальтам плато Тумусун, а также к позднемиоцен-раннеплиоценовым трахибазальтам и гавайитам Дархатской котловины (рис. 2). Эта закономерность может быть объяснена с позиций последовательного снижения во времени роли Grt-содержащего перидотитового субстрата и свидетельствовать о смещении области магмообразования на более верхние горизонты мантии. Другим вероятным сценарием предусматривается, что под юго-восточным сегментом ЮБВО в кайнозое существовали два основных источника магм – астеносферный, представляющий собой Grt-содержащее пироксенитовое вещество, происхождение которого можно связать с рециклингом высокобарически преобразованного нижнекорового материала, и источник литосферной перидотитовой мантии. В этом случае, необходимыми являются разработка и тестирование модели, которые предусматривают фертилизацию литосферной мантии астеносферными «пироксенитовыми» магмами с уменьшением во времени роли этого вещества в магмообразовании в результате приведения его в равновесие с перидотитовой мантией.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-12026-офи_м) и Президиума РАН (проект № 4.3).

[1] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.* Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 3–34.

ДЕТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА БЕЛЫЙ ЯР (ТУНКИНСКОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) ПО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА

В.В. Чегис, А.Ю. Казанский**, А.А. Щетников***, Г.Г. Матасова****, И.А. Филинов****

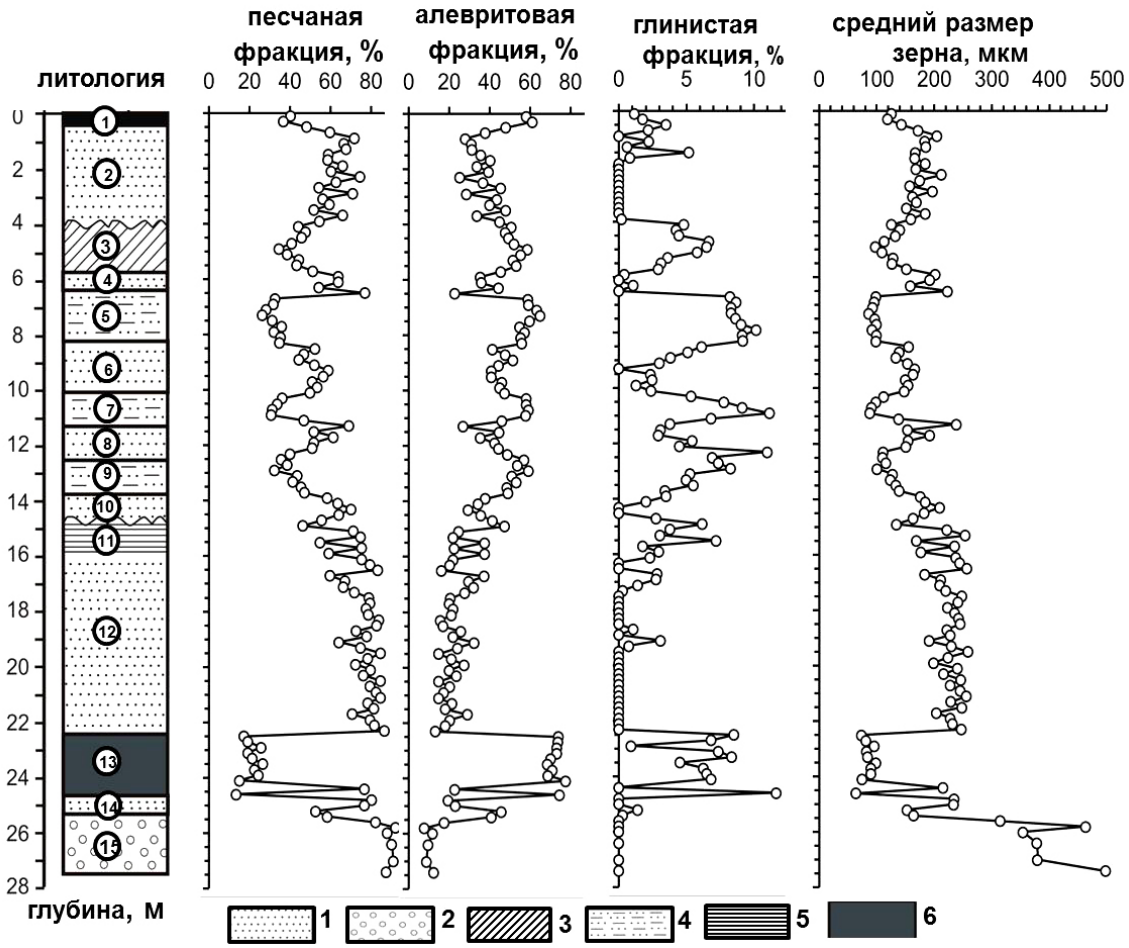
*Москва, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, joki.la.loki@gmail.com
**Москва, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, kazansky_alex@mail.ru
***Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru
****Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru

Разрез Белый Яр (51°43′21″ с.ш., 102°40′21″ в.д.) расположен в восточной части Тункинской впадины, на левобережье реки Иркут. Он является одним из ключевых разрезов верхнего неоплейстоцена Тункинского рифта **[1]**. Несмотря на длительную историю исследования разреза, его литолого-стратиграфическая характеристика известна в самом общем виде. Традиционно **[1]** разрез подразделяется на четыре пачки (сверху вниз): 1) лессовидные супеси и суглинки; 2) осадки пойменной фации с горизонтами субаэральных отложений (пылеватые пески); 3) старичные осадки (суглинки); 4) русловой аллювий (грубозернистые пески)**.** Отложения имеют поздненеоплейстоцен-голоценовый (МИС3-МИС1) возраст**,** установленный ^{14}C датированием **[1].**

Целью данной работы являлось использование лазерной гранулометрии в изучении разреза Белый Яр для его детального стратиграфического расчленения. Отбор образцов выполнен в обнажении Белый Яр-II **[1]** по всему профилю разреза (27.4 м), с интервалом 20 см. В целом было исследовано 133 образца. Гранулометрический состав отложений получен на анализаторе размера частиц Microtrac X100. Анализировалось 50 фракций (от 704 мкм до 0.146 мкм), представленных в объемных процентах по каждому образцу.

Гранулометрическая характеристика отложений разреза Белый Яр принципиально отличается от таковой субаэральных осадков разрезов Предбайкалья **[2]** и Западной Сибири **[3]**, прежде всего, низким (< 30 %) содержанием лессовой (пылеватой) фракции (10–50 мкм). Это свидетельствует о том, что изученные осадки не относятся к лессовым породам **[4].** Кроме того, отсутствие фракций размерностью менее 1.375 мкм исключает участие флювиальных процессов в формировании осадков разреза **[5]**.

Для диагностики основных литотипов фракции, согласно **[6],** были объединены в три группы: песчаная фракция (125 – >500 мкм), алевритовая (10–125 мкм) и глинистая (< 10 мкм). На тройной диаграмме глина-песок-алеврит по классификации **[7]** выделяются четыре основных литотипа: пески, пескоалевриты, алевропески и алевриты. Анализ распределения фракций и среднего диаметра зерен по разрезу позволил выделить 15 слоев с различным гранулометрическом составом (рисунок). Такое расчленение не противоречит традиционному расчленению разреза Белый Яр **[1]**, но дает более детальную литологическую характеристику разреза. Для каждого литологического горизонта были построены графики усредненного гранулометрического состава. Установлено, что для одинаковых литологических типов такие графики очень близки, что позволило усреднить распределения для каждого литотипа. Гранулометрический состав отложений отражает специфику накопления осадков, поэтому появляется возможность дать фациально-генетическую характеристику горизонтов разреза. Среди песков выделяются аллювиальные пески с бимодальным распределением гранулометрических фракций и модальными диаметрами зерен (Md) 296 мкм и 498–892 мкм и три разности эоловых песков с Md 176, 209 и 248 мкм, что типично для эоловых песков **[8]**. Алевропески с бимодальным распределением (Md 88 и 176 мкм) имеют, по-видимому, делювиальный генезис **[3–5]**; алевропески с унимодальным (Md=104.8 мкм), вероятно, являются рудиментами ископаемых почв, поскольку распределение в них почти не отличается от такового в ископаемой почве в нижней расти разреза.



Геологическое строение и гранулометрические характеристики разреза Белый Яр по [5] (в кружках номера слоев). *1* – пески и пескоалевриты эоловые; *2* – пески русловые; *3* – алевропески делювиальные; *4* – алевропески; *5* – переслаивание песков и алевропесков; *6* – почвы, современная и ископаемая.

Таким образом, в разрезе Белый Яр по гранулометрическим данным реконструируется следующая стратиграфическая последовательность (сверху вниз):

Слой 1. Современная почва с иллювиальным горизонтом. Крупнозернистые плохо сортированные алевриты (Md=124.5 мкм), содержание глинистой фракции до 4 %.

Слой 2. Эоловые пески и пескоалевриты, умеренно сортированные (Md=176 мкм). Глинистая фракция отсутствует, за исключением верхней части слоя. В нижней части горизонт криогенных инволюций с псевдоморфозами по ледяным клиньям.

Слой 3. Алевропески делювиальные, плохо сортированные с бимодальным распределением фракций. Глинистая фракция до 7 %.

Слой 4. Эоловые пески, умеренно сортированные (Md=209 мкм).

Слой 5. Алевропески плохо сортированные (Md=104.8 мкм), глинистая фракция до 12 %. Рудимент ископаемой почвы (?).

Слой 6. Эоловые пески, умеренно сортированные (Md=176 мкм).

Слой 7. Алевропески, идентичные слою 5. Рудимент ископаемой почвы (?).

Слой 8. Эоловые пески и пескоалевриты, умеренно сортированные (Md=176 мкм).

Слой 9. Алевропески очень плохо сортированные (Md=104.8 мкм), глинистая фракция до 12 %. Рудимент ископаемой почвы (?).

Слой 10. Эоловые пески, умеренно сортированные (Md=209 мкм).

Слой 11. Переслаивание алевропесков и эоловых песков с различными модами, плохо сортированные (Md=176, 209 и 248.9), глинистая фракция в алевропесках до 7 %. В нижней части горизонт криогенных инволюций с псевдоморфозами по ледяным клиньям.

Слой 12. Эоловые пески, умеренно сортированные (Md=248.9 мкм). Глинистая фракция отсутствует, за исключением тонкого прослоя в средней части слоя (<5 %).

Слой 13. Алевропески (Md=104.8 мкм), глинистая фракция до 12 %. Песчаная фракция <20 % (минимальное содержание во всем разрезе). Ископаемая почва (каргинский горизонт, ^{14}C 28730±160 **[1]**).

Слой 14. Эоловые пески, умеренно сортированные (Md=248.9 мкм в верхней части и 176 мкм в нижней). Глинистая фракция <2 %.

Слой 15. Пески аллювиальные русловые, умеренно сортированные. Песчаная фракция >80 %, глинистая фракция отсутствует.

Такое дробное расчленение разреза дает основания для предварительной реконструкции климатических событий. Эоловые пески (слои № 2, 6, 8,10, 12, 14) формировались в сухие холодные периоды, причем максимальное похолодание (судя по самым высоким значениям Md) приходится на слой № 12. Относительно теплым периодам соответствуют горизонты ископаемых почв и их рудиментов (слои № 5, 7, 9, 13). Слой делювия (№ 5) отвечает теплому и влажному событию. К сожалению, из-за недостатка дат точная корреляция климатический событий в разрезе Белый Яр с климатической шкалой пока невозможна, но их последовательность уже ясна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-05-01811, 15-35-20293).

[1] *Щетников А.А., Клементьев А.М., Филинов И.А., Семеней Е.Ю.* Крупные млекопитающие опорных разрезов верхнего неоплейстоцена Тункинской рифтовой долины, Юго-Западное Прибайкалье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 2. С. 104–128.

[2] *Казанский А.Ю., Щетников А.А., Матасова Г.Г., Филинов И.А.* Гранулометрические характеристики четвертичных отложений Усть-Одинского опорного разреза (верхний неоплейстоцен, Предбайкалье) и их палеоклиматическая интерпретация // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 101–103.

[3] *Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А.* Опыт фациально-генетического расчленения субаэральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 4. С. 446–459.

[4] *Кригер Н.И.* Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 269 с.

[5] *Vandenberghe J.* Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification // Earth-Science Reviews. 2013. V. 121. P. 18–30.

[6] *Раукас А.В.* Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу. Таллинн: Институт геологии АН ЭССР, 1981. 24 с.

[7] *Верзилин Н.Н.* О классификации осадочных пород при литолого-палеогеографических исследованиях // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 11. С. 131–141.

[8] *Seppälä M.* Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 358 p.

БАЙКАЛЬСКАЯ И ХАНГАЙ-БЕЛЬСКАЯ ПОДВИЖНЫЕ ЗОНЫ: ДИНАМИКА РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ И ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЗМА

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

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, chuvashova@crust.irk.ru
**Иркутск, Иркутский государственный университет

Орогенез – процесс сжатия континентальной литосферы, выражающийся в образовании горного хребта, утолщении под ним литосферного киля, деламинации, отрыве и погружении в астеносферу блока литосферной мантии. Рифтогенез – процесс растяжения литосферы с ее утонением и образованием бассейна седиментации. Орогенез и рифтогенез имеют прямо противоположные следствия в эволюции процессов, протекающих в литосфере и под ней, и, таким образом, кардинально различаются между собой по характеру источников вулканических пород и их смене во времени и пространстве.

Впадина оз. Байкал вместе с крупными суходольными впадинами Баргузинской, Ципа-Баунтовской, Муйской и Чарской была объединена Н.А. Флоренсовым **[6]** с субширотной Тункинской долиной и субмеридиональными Хубсугульской, Дархатской, Бусийнгольской впадинами-подвесками в Байкальскую рифтовую зону. Такое понимание единой рифтовой структуры закрепилось в последующих работах многих авторов. Ю.А. Зориным обращалось внимание на асимметричное поднятие поверхности астеносферного слоя – расположение этой поверхности «…на гораздо большей глубине, чем под Забайкальской областью умеренного горообразования» и делался вывод о том, что «… горизонтальное течение вещества астеносферы должно быть направлено с северо-запада на юго-восток» **[2,** с. 143**]**. Такое же течение предполагалось и в более поздних работах **[5, 8–10].**

В конце 1970-х годов появились интерпретации, в которых структурное единство Байкальской системы впадин выглядело, по меньшей мере, сомнительным. Например, модель вращения в Байкальской рифтовой зоне относительно полюса ее северо-восточного окончания, обоснованная по ориентировке осей растяжения в очагах землетрясений **[1],** распространялась только до западного окончания Южно-Байкальской впадины. Современный план сейсмодеформаций коры в субширотной Тункинской долине и тем более в субмеридиональной Хубсугульской системе впадин в эту модель не вписывался. Для объяснения продольной смены рифтовой зоны была предложена модель ее сегментного строения **[3]**.

В процессе изучения пространственно-временной эволюции позднекайнозойского вулканизма пришло понимание заметных геодинамических различий между Байкальской и Центрально-Азиатской подвижными системами. Развитие первой связывалось с внутриконтинентальным рифтогенезом, второй – с орогенезом, производным Индо-Азиатского конвергентного взаимодействия. Территория Тункинской долины, субмеридиональной Хубсугульской системы впадин и сопредельного Восточного Саяна рассматривалась как часть Байкальской рифтовой системы, на которую был наложен Центрально-Азиатский орогенез **[4, 11]**. В связи с этим рифтовые сегменты Центральной Монголии и Восточного Саяна были отнесены к Хангай-Бельской орогенной зоне, которая трактовалась как новейшая структура одного ранга с Байкальской рифтовой зоной. В Хангай-Бельской зоне проявлена общая тенденция к воздыманию и определяющее значение имели Хангайский и Бельский орогены при подчиненной роли рифтовых сегментов **[7]**. Разный характер Хангай-Бельской и Байкальской подвижных зон отражен в современном напряженно-деформированном состоянии коры **[5]**. В настоящей работе подчеркивается индивидуальность источников вулканических пород в орогенах и рифтах.

Из анализа соотношений пространственно-временного распространения вулканизма последних 90 млн лет с низкоскоростными мантийными аномалиями следует, что рифтогенез обеих зон был вызван растяжением литосферы, обусловленным действием обратного астеносферного потока под литосферой, смещавшейся в направлении восток–юго-восток. Образование такого потока согласуется с теоретическими выкладками по мантийной динамике **[12]**. Мы предполагаем, что растяжение в Байкальской рифтовой зоне обеспечивалось концентрирован-

ным западно-северо-западным течением материала расплавных аномалий, производных переходного мантийного слоя и с течением времени эволюционировавших на уровне верхней мантии. Расплавные аномалии обозначились вулканизмом Хушиндинского, Исингинского, Витимского и Удоканского полей. В Хангай-Бельской орогенной зоне материал расплавных аномалий также подчинялся эффекту обратного движения астеносферы относительно движущейся литосферы. Наиболее концентрированное растяжение в субмеридиональной Хубсугульской системе впадин было связано с западно-северо-западным течением материала расплавной аномалии, обозначенной вулканизмом Угейнурского и Нижнеорхонского полей.

Пространственно-временное распространение новейшего орогенеза и рифтогенеза контролировалось неоднородностями в геологической структуре территории. Байкальская рифтовая зона локализована вдоль края кристаллического фундамента Сибирского кратона. Вулканические породы Витимского плоскогорья были производными мантийных источников обедненного типа, связанных с распадом суперконтинента Родиния и закрытием Монголо-Охотского залива Палеопацифики. В обедненном характере источников вулканических пород Бельского орогена также отразились последствия распада суперконтинента Родиния в области сочленения Тувино-Монгольского микроконтинента и Сибирского кратона. В фундаменте Хангайского орогена разными авторами реконструировался Дзабханский микроконтинент или фрагменты аккреционного клина закрывшегося Монголо-Охотского залива Палеопацифики. Изучение пространственной смены изотопно-геохимических характеристик кайнозойских базальтов показало развитие магмообразующих процессов в связи с орогенной активизацией мантии в контуре Дзабханского микроконтинента. В изотопно-геохимической систематике источников выделено два этапа преобразования мантийного материала. На первом этапе мантийный материал обеднялся с извлечением корового компонента, что выразилось в пониженных значениях начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и повышенных (относительно состава примитивной мантии) – отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$. На втором этапе мантийные источники обогащались, что нашло выражение в обогащенных изотопных характеристиках Nd и Sr. Остаточный характер мантийного материала, испытавшего орогенное преобразование, отражен в пониженных отношениях Th/Ta (относительно направления океанических базальтов).

Процессы орогенного преобразования мантии ярко выражены во временной смене активности источников базальтов Южно-Хангайского плато. На рубеже мезозоя и кайнозоя, 66–65 млн лет назад, под его центральной частью активизировались мантийные магматические источники неорогенного типа с повышенным отношением Th/Ta и обедненными мантийными метками Nd и Sr. В последние 32 млн лет изотопно-геохимические характеристики магматических источников под плато резко изменились. На восточном окончании плато в самом начале син-орогенного вулканизма, 32–31 млн лет назад, магнезиальные низкокалиевые базальты изливались из источника обедненного типа DM(Sr). Менее магнезиальные умеренно- и высококалиевые базальты изливались синхронно с ними и позже, около 7 млн лет назад, из источников, в которых с повышением содержания калия возрастало отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. Чем сильнее мантийный источник обогащался калием (и, соответственно, радиоактивным рубидием, обеспечившим накопление радиогенного изотопа ^{87}Sr), тем больше снижалась магнезиальность мантийных выплавок.

Преобразования, выявленные в источниках Южно-Хангайского плато, были в целом свойственны мантийным источникам Хангайского орогена как структуры, наложенной на фундамент Дзабханского микроконтинента. Предполагается, что первый этап преобразований мантийных источников отражен в обедненном составе кайнозойских базальтов территории Тувино-Монгольской континентальной структуры, а второй этап наложенных орогенных процессов – в обогащенных источниках кайнозойских базальтов Дзабханской. Орогенные процессы определили развитие низко-, умеренно- и высококалиевых вулканических серий.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31328).

[1] *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // ДАН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669–672.

[2] *Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.

[3] *Рассказов С.В.* Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 4. С. 60–70.

[4] *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В.* Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евроазиатской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.

[5] *Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В.* Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

[6] *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 260 с.

[7] *Чувашова И.С., Рассказов С.В.* Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Иркут. ун-т, 2014. 291 с.

[8] *Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Yu.A., Logatchev N.A., Kogan M., Burkholder P.D., Meyer R.P.* Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99, № B8. P. 15319–15330.

[9] *Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Meyer R.P.* Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // Nature. 1994. V. 371, № 6493. P. 149–151.

[10] *Lebedev S., Meier T., van der Hilst R.D.* Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal area // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 249, № 3–4. P. 415–424.

[11] *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. V. 1. Beijing, China, 1996. P. 245.

[12] *Turcotte D.L., Schubert G.* Geodynamics. Second edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 456 p.

ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ ГЕОМАГНИТНЫЙ ФЕНОМЕН. ЛОПАТИНСКАЯ СВИТА, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

А.В. Шацилло, Н.Б. Кузнецов**, ***, С.В. Рудько**, В.Э. Павлов**

*Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
**Москва, Геологический институт РАН
***Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

В докладе приведены результаты детального магнитостратиграфического изучения стратотипического разреза лопатинской свиты, расположенного на левом берегу реки Тея, в 4 км выше одноименного поселка (северо-восток Енисейского кряжа).

В изученном стратиграфическом интервале, общей мощностью около 60 м, зафиксировано 58 зон магнитной полярности. Это ставит лопатинскую свиту в ранг «абсолютного рекордсмена» по частоте проявлений инверсионного процесса.

На основе косвенных данных (ограничения по скорости седиментации, по скорости смещения палеомагнитного полюса, по длительности переходных зон) приводятся оценки времени накопления пород изученного фрагмента разреза и средней частоты инверсий.

Приблизительные расчеты показывают, что продолжительность межинверсионных интервалов в среднем должна была составлять около 30000 лет. Такая оценка в три раза превышает максимальную частоту инверсий, известную для фанерозоя.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-12030 и 15-35-21059), РНФ (грант 14-27-00058) и Министерства образования и науки РФ (договор № 14.Z50.31.0017– ИФЗ РАН и № 2330 – РГУ НиГ).

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ О ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

В.С. Шкодзинский

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

В соответствии с принципом актуализма обычно предполагается, что геологические процессы в прошлом принципиально не отличались от современных, поэтому петрология основывается на предположении, что недра Земли никогда не были расплавленными и она образовалась путем холодной аккреции. Между тем важным революционным достижением планетологии в последние полвека является получение убедительных доказательств горячего образования планет земной группы и фракционирования на них глобальных океанов магмы глубиной до многих сотен километров **[3, 5, 6]**. Для Земли об этом свидетельствует расположение полей составов различных верхнемантийных ксенолитов из кимберлитов вдоль трендов магматического фракционирования, полное соответствие их изотопных возрастов и температуры кристаллизации этим трендам, проекция линий докембрийских геотермических градиентов коровых и верхнемантийных пород в область очень высокой температуры (до 1000 °С) на земной поверхности и многие другие данные. Все это доказывает существование и фракционирование на нашей планете магматического океана и его глубинных остатков в течение всей ее истории. Выявлены признаки основополагающей роли процессов глобального магматического фракционирования при образовании геосфер **[3]**. Однако эти результаты обычно игнорируются при геологических исследованиях, и почти во всех многочисленных публикациях до сих пор делаются попытки решать различные генетические проблемы на основании безнадежно устаревших представлений о холодном образовании нашей планеты.

Неучет массового, единственного эффективного и реального процесса дифференциации земного вещества, глобального магматического фракционирования, является непреодолимым препятствием в выяснении истинной природы глубинных геологических процессов, геосфер, магм и многих полезных ископаемых. Он удерживает петрологическую науку на бесперспективном пути выдвижения необоснованных ошибочных предположений, которые находятся в грубом противоречии с эмпирическими данными и создают лишь иллюзию решения генетических проблем. По этой причине труд многих тысяч исследователей, большие затраты средств, накопление новых фактов и бесконечные их обсуждения не приводят к убедительному решению многочисленных загадок петрологии и порождают сомнения в познаваемости глубинных геологических процессов.

Учет процессов фракционирования глобального магматического океана впервые позволяет убедительно и однозначно решить все многочисленные дискуссионные проблемы петрологии. Как показали выполненные исследования [**3**], земное ядро сформировалось раньше силикатной мантии в результате быстрого слипания в протопланетном диске железных частиц, намагниченных под влиянием магнитного поля Солнца. Быстрая аккреция обусловила изначально более высокую температуру ядра по сравнению с позже формировавшейся силикатной мантией и является причиной последующего возникновения в ней конвективных потоков. Выпадавшие на ядро силикатные частицы плавились в результате импактного тепловыделения. Придонные части возникшего синаккреционного океана магмы кристаллизовались под влиянием роста давления новообразованных верхних частей и формировали породы нижней мантии. Вследствие незначительной еще глубины океана и пониженной силы тяжести на небольшой Земле придонное фракционирование длительное время было малобарическим, поэтому возникавшие остаточные расплавы имели состав от толеитового до кислого. Только существование этих массовых малобарических процессов фракционирования позволяет объяснить широкое развитие на Земле гранитоидов и толеитов. При холодной аккреции Земли на ней не могли бы образоваться значительные объемы кислых расплавов, так как низкая температура ее приповерхностных пород препятствовала бы возникновению в них кислых выплавок или остаточных

расплавов в первичном ультраосновном веществе. По мере дальнейшей аккреции в океане магмы, вследствие повышения температуры, формировались все более меланократовые остаточные расплавы. Они частично всплывали и располагались в соответствии со своей плотностью. Это обусловило возникновение в магматическом океане расслоенности по составу.

После прекращения аккреции кристаллизация верхнего кислого слоя привела к образованию эндербитов, серых гнейсов и гранитоидов кристаллической коры, нижних мафических слоев – к возникновению литосферы древних платформ. Ортопороды на земной поверхности подвергались интенсивному химическому выветриванию под влиянием горячей газо-паровой оболочки. Это приводило к их выщелачиванию. В результате полного оглинивания полевых шпатов и отделения глинистого материала возникали тела глин и остаточных кварцитов. Их метаморфизм под влиянием горячего основания обусловил массовое развитие высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов в раннедокембрийских супракрустальных комплексах. По мере снижения температуры в первоначально горячих водоемах происходило осаждение карбонатов и возникали тела карбонатных пород, характерные для многих метаморфических комплексов. Вследствие первоначально очень высокой температуры газово-паровой оболочки отделявшиеся из магматического океана газовые эманации рассеивались в ней и чаще всего не формировали гидротермальные месторождения. Накопление рудных компонентов в этой оболочке привело к массовому образованию стратиформных месторождений в основном в протерозое, когда эта оболочка остыла и началось осаждение из нее рудных компонентов.

Кристаллизация из кислого слоя магматического океана большинства пород кристаллической коры является причиной ареального высокотемпературного характера их метаморфизма в отличие от локального зонального метаморфизма более молодых толщ. Только такое происхождение объясняет огромную мощность кристаллической коры и однотипный состав ее пород на всех древних платформах. Подъем остаточных расплавов из кристаллизовавшихся и фракционировавших частей кислого слоя сопровождался формированием кислых магм, сначала малоглубинных с низким содержанием щелочей, затем все более глубинных и щелочных. Последующее всплывание и выжимание наиболее кислых полузакристаллизованных частей кристаллической коры в фанерозойских зонах коллизии приводили к их декомпрессионному и фрикционному плавлению и к образованию характерных для этих зон огромных гранитоидных батолитов. Такой их генезис подтверждается идентичностью их состава с раннедокембрийскими гранитоидами и присутствием только в областях с кислой кристаллической корой **[3]**.

Выжимание плагиоклазовых кумулатов из кислого и основного слоев преимущественно в протерозое обусловило образование автономных анортозитов, характерных для многих древних щитов. Подъем остаточных расплавов из основного слоя магматического океана привел к формированию субщелочных средних и основных магм. Аналогичные процессы в нижнем перидотитовом слое магматического океана обусловили образование карбонатитовых и кимберлитовых остаточных расплавов и магм. Длительные процессы накопления расплавофильных компонентов в остаточных расплавах привели к гигантскому содержанию редких элементов в карбонатитах и в щелочных породах. Вследствие кристаллизации расслоенного магматического океана сверху вниз его придонный слой фракционировал наиболее поздно. Это является причиной в основном фанерозойского возраста карбонатитов и, особенно, кимберлитов.

При всплывании подогретого ядром нижнемантийного вещества происходило декомпрессионное переплавление в плюмах эклогитов, вследствие на несколько сотен градусов большей их легкоплавкости по сравнению с перидотитовыми кумулатами. Это приводило к образованию большого количества основных магм океанических и континентальных областей. Низкое давление при придонном фракционировании раннего синаккреционного магматического океана является причиной толеитового состава большинства нижнемантийных эклогитов. Унаследование такого состава объясняет массовое формирование толеитовых магм в нижнемантийных плюмах даже под толстой континентальной литосферой. Здесь очень большое давление препятствовало бы образованию толеитовых расплавов, если бы они возникали путем выплавления. Фракционирование глубинных толеитовых магматических очагов при высоком давлении обусловило возникновение остаточных щелочно-основных магм. Малоглубинное фракционирование этих очагов под влиянием охлаждения опускавшейся холодной океанической литосферой приводило к формированию кислых магм в зонах субдукции.

Для установления происхождения магм большое значение имеет выяснение механизма анатексиса в мигматизированных высокотемпературных метаморфических комплексах, поскольку они являются единственным доступным непосредственному изучению природным примером массового частичного плавления. Процессы анатексиса до сих пор детально мало изучены, и в отношении них господствуют надуманные упрощенные представления, совершенно не соответствующие природным данным. Проведенные исследования **[1–3]** показали, что анатектический жильный материал оставался автохтонным даже при содержании 40–45 %, поскольку его отделению препятствовал прочный каркас сросшихся кристаллов в гнейсах и его преимущественно твердофазное состояние при образовании, вследствие количественного преобладания в нем твердофазных продуктов инконгруэнтного плавления. Это согласуется с имеющимися экспериментальными данными об отделении расплава из перидотитов только после их плавления более чем на 35–40 % **[4]** и свидетельствует о том, что природные магмы, вопреки широко распространенным предположениям, не формировались путем отделения выплавок. Они возникали в результате процессов фракционирования глобального океана магмы и декомпрессионно-фрикционного переплавления при всплывании и выжимании продуктов этого фракционирования **[3]**.

Надежное решение генетических проблем требует разработки количественных физико-химических моделей исследуемых явлений. Такие модели в последнее время используются мало. Например, даже в самых крупных работах проблемы магматической петрологии до сих рассматриваются без использования количественных моделей магм, поскольку учет их неизбежно приводит к отрицанию широко распространенных ошибочных генетических представлений. Эти модели, в частности, свидетельствуют о полном растворении флюидной фазы в расплаве в глубинных условиях и об ошибочности гипотез, связывающих глубинные процессы с влиянием этой фазы **[2]**.

Таким образом, учет горячего образования Земли позволяет убедительно объяснить природу глобальных геологических процессов и хорошо согласуется со всеми имеющимися эмпирическими данными. Необходимо выяснение природы многочисленных региональных особенностей магматических и метаморфических процессов с учетом современных данных о горячем происхождении нашей планеты.

[1] *Шкодзинский В.С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.

[2] *Шкодзинский В.С.* Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.

[3] *Шкодзинский В.С.* Петрология литосферы и кимберлитов. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.

[4] *Arndt N.T.* The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Institution of Washington Year Book. 1977. V. 76. P. 424–428.

[5] *Hofmeister A.M.* Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // Journal of Geophysical Research. 1983. V. 88, № B6. P. 4963–4983.

[6] *Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A.* Chronology and isotopic constrains on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. University of Arizona Press, 2000. P. 361–395.

РОЛЬ БИОГЕННОГО И ВУЛКАНОГЕННОГО ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ О. ОЛЬХОН (ОЗЕРО БАЙКАЛ)

С.И. Школьник, В.Д. Страховенко***

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sink@crust.irk.ru
**Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, strahova@igm.nsc.ru

Прибайкалье отличается широким развитием в его пределах как древних, так и современных марганцевых и железомарганцевых образований различного генезиса. Древняя (вендкембрийская) минерализация является большей частью марганцевой, приуроченной к вулканогенно-осадочным толщам складчатого обрамления Сибирской платформы. Генезис таких проявлений, как правило, гидротермальный, т.е. связан с активной, синхронной осадкообразованию, вулканической деятельностью **[1, 2]**. Наиболее изученные современные железомарганцевые образования региона представлены железомарганцевыми корками и конкрециями донных отложений озера Байкал **[3–5; и др.]**. Еще один тип железомарганцевой минерализации региона приурочен к верхнемиоценовым–раннеплиоценовым отложениям сасинской свиты о. Ольхон. Опубликованные данные о строении и генезисе этих конкреционных железомарганцевых образований отсутствуют. В работе приводятся первые результаты исследования геохимического и минерального состава конкреций и высказывается предположение о их происхождении.

В состав свиты, согласно **[6]**, входят позднемиоценовые–раннеплиоценовые «синие» глины и алевриты с железомарганцевыми конкрециями, стяжениями, а также пески и гравийники крупного озера. Сасинское проявление ограничивается выходами глинистых отложений одноименной свиты и относится к классу озерных окисных руд. Железомарганцевые руды проявления образуют линзовидный пласт (мощность до 0.5 м), содержащий конкреции от 0.5 до 1–2 см в диаметре, представляющие собой близкие к сфероидальным или элипсоидальным хорошо индивидуализированные обособления с концентрически-зональным внутренним строением. Встречаются как одноядерные, так и сростковые конкреции, но в большей части ядро либо отсутствует, либо замещено гидрооксидами железа.

Исследование минерального состава и текстурных особенностей конкреций проводилось на сканирующем электронном микроскопе (г. Новосибирск). Анализ внутреннего строения конкреций, выявленных на микроуровне, показал, что текстуры прорастания возникают в период роста конкреций, представляют собой столбчатые пирамидки, расширяющиеся в направлении роста. Каждый этап роста конкреции ограничен слоем с хорошо проявленной радиально-концентрической системой, формирование которой происходит не из придонного слоя воды, а из придонного слоя неконсолидированных осадков, в котором они залегают. Определение содержаний марганца в период роста конкреции показало значительное присутствие в микрослоистых участках разных компонентов. Характерно присутствие минерализованных органических остатков, главная роль которых заключается в накоплении, путем замещения по биологической матрице, минеральных фаз, часто формирующихся вокруг ксеногенных зерен.

При исследовании минерального состава было установлено, что преобладающими рудными минералами конкреций являются гетит и псиломелан (вероятнее всего присутствие и романешита, и вернадита), точное определение которых возможно только при рентгеноструктурных исследованиях. Помимо окисных минералов железа и марганца в конкрециях установлена сульфидная минерализация и диагностированы пирит, халькопирит, галенит и ильменит. Последний имеет, вероятнее всего, ксеногенную природу. Присутствие сульфидов в общей массе окисленного рудного материала указывает на наличие локальных восстановительных условий, являющихся следствием активного распада органического вещества.

Химический состав железомарганцевых оксидных руд является важнейшим индикатором условий накопления и их генезиса. Состав конкреций Сасинского месторождения характеризуется устойчиво повышенными содержаниями Co (до 1290 г/т), V (до 11260 г/т), Ni (до 1380 г/т)

и Ba (до 1 %). Количество железа стабильно (21.2–21.8 %) и всегда превышает концентрации марганца (10–14 %). Пределы содержаний основных рудных элементов (Ni, Cu, Co, Zn) в конкрециях о. Ольхон сопоставимы с концентрациями этих компонентов в гидротермальных корках и конкрециях Мирового океана **[7]**. Для гидрогенных марганцевых корок типичны более высокие содержания данных элементов **[8]**. При этом высокая сумма содержания РЗЭ (1200–2700) и наличие выраженной положительной Ce и отрицательной Eu аномалий являются характерными признаками гидрогенных образований.

По результатам проведенных исследований установлено, что существенная роль в формировании железомарганцевых конкреций о. Ольхон принадлежит гидротермальным растворам, поступающим к поверхности дна и обогащающих илистые осадки. Неравномерность распределения железомарганцевых конкреций в озерных илах сасинской свиты связывается с тем, что их образование происходило в участках дна, наиболее обогащенных органическими остатками. Наличие ксеногенных или аутигенных восстановленных включений в матрице окисленного рудного материала указывает на присутствие в конкрециях различных компонентов органического вещества.

[1] *Конева А.А.* Геохимия и минералогия обогащенных хромом, ванадием и марганцем метаосадочных пород Приольхонья: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1994. 25 с.

[2] *Школьник С.И., Летникова Е.Ф.* Геохимия марганцевых руд южного складчатого обрамления Сибирской платформы // Геохимия. 2015. № 6. С. 551–560.

[3] *Amirzhanov A.A., Pampoura V.D., Piskunova L.F.* Rare elements in the Lake Baikal ferromanganese nodules // IPPCCE Newsletter. 1993. № 7. P. 25–28.

[4] *Бухаров А.А., Мурашко Д.Н., Фиалков В.А.* Железомарганцевые конкреции на подводном склоне Ушканьских островов (оз. Байкал) // Геология рудных месторождений. 1992. № 4. С. 80–91.

[5] *Гранина Л.З., Мац В.Д., Федорин М.А.* Железомарганцевые образования в регионе озера Байкал // Геология и геофизика. 2010. № 6. С. 835–848.

[6] *Мац В.Д.* Стратиграфия отложений позднего мела – кайнозоя Байкальского рифта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. № 6. С. 72–87.

[7] *Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А.* Железомарганцевые корковые образования Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1 (11). С. 10–31.

[8] *Батурин Г.Н.* Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.

^{40}AR/^{39}AR ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛОГОПИТОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ И МИР

Д.С. Юдин, Т.А. Алифирова, А.А. Томиленко, Л.Н. Похиленко, С.А. Новикова, А.В. Травин, В.П. Сухоруков, Н.Г. Мурзинцев, Е.И. Михеев

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

Среди разнотипных флогопитов кимберлитовых трубок (Удачная-Восточная и Мир) для ^{40}Ar/^{39}Ar исследований были выделены три основные разновидности флогопитов (флогопит из келифитов на гранате, фенокристаллы флогопита и флогопит из глубинных ксенолитов) с целью установления последовательности эволюции кимберлита. ^{40}Ar/^{39}Ar исследования проводились по методике, описанной в **[1]**.

Флогопит из келифитовых кайм на гранате. Для исследования были выбраны мантийные ксенолиты деформированных перидотитов (образцы 01-255, УВ-04-78, УВ-05-81, УВ-05-6, УВ-05-84, УВ-07-33) из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. За исключением образца УВ-04-78, ксенолиты сложены свежими породами, в них отсутствует вторичный серпентин, замещающий оливин и ортопироксен. Все изученные ксенолиты содержат крупные порфирокласты граната (до 10–12 мм в поперечнике), окруженные келифитовыми каймами толщиной от 0.1 до 1.1 мм. По литературным данным, деформированные перидотиты из трубки Удачная-Восточная представляют собой одни из наиболее глубинных пород литосферной мантии Сибирского кратона и по геотермобарометрическим оценкам залегают в мантии на глубинах 170–230 км **[2, 3]**. Образец УВ-07-25 представляет собой отдельное зерно граната, окруженное келифитовой каймой шириной от 0.4 до 1.2 мм, которое находится в матрице неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная.

Результаты ^{40}Ar/^{39}Ar датирования флогопитов келифитовых кайм вокруг гранатов из мантийных ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная-Восточная демонстрируют разброс значений возраста от 600 до 364 млн лет **[4]**. Гранаты с флогопитом в келифитовой кайме этой группы отобраны из породы и не имели непосредственного контакта с кимберлитом. Для большей части образцов получены сложные ^{40}Ar/^{39}Ar возрастные спектры, свидетельствующие о частичной потере радиогенного аргона. Для двух образцов ксенолитов получены спектры, в которых после нескольких ступеней вверх четко выделяются возрастные плато с долей выделенного ^{39}Ar, составляющей 60 % (УВ-07-33) и 90 % (УВ-05-84). Возраст этих образцов (366.0 млн лет и 368.6 млн лет, соответственно) наиболее близок к ранее полученным оценкам возраста кимберлита трубки Удачная-Восточная (367–378 млн лет **[5–7]**).

Среди проанализированных образцов особый интерес вызывают результаты ^{40}Ar/^{39}Ar датирования флогопита из келифитовой каймы на гранате, отобранном непосредственно из кимберлитовой матрицы. Полученные результаты ^{40}Ar/^{39}Ar датирования 352.0 млн лет, скорее всего, соответствуют возрасту одной из фаз внедрения кимберлитового расплава при формировании восточного тела трубки Удачная **[4, 5, 8]**. Значение 352 млн лет сопоставимо с U-Pb изотопными датировками кимберлитовой трубки Удачная-Западная (353–359 млн лет) по перовскитам **[6]**.

Образование реакционных кайм вокруг граната наиболее вероятно происходило на позднем этапе мантийного метасоматоза литосферной мантии Сибирского кратона при воздействии на породы астеносферных флюидов и предшествует развитию в верхней мантии кимберлитовых очагов **[9]**.

Фенокрист флогопита. В ^{40}Ar/^{39}Ar возрастном спектре, полученном по фенокристу флогопита (образец УВ 07-86), выделяется четкое плато с возрастом 365.9±3.8 млн лет, характеризующееся 67 % выделенного ^{39}Ar. Логично предположить, что полученная датировка соответствует времени закрытия K/Ar изотопной системы флогопита при температуре порядка 430 °C **[10]**. На диаграмме Тера-Вассербурга эллипсы, соответствующие семи определениям по включениям перовскита из сростков с фенокристами флогопита, формируют дискордию, нижнему

пересечению которой соответствует значение U/Pb возраста 371±89 млн лет. При этом среднее взвешенное значение возраста по семи точкам составляет 369±10 млн лет, что согласуется с данными, полученными $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по фенокристу флогопита **[7]**.

Флогопиты из ксенолитов. Для исследования было выбрано пять мантийных ксенолитов из алмазоносных кимберлитовых трубок Мир и Удачная-Восточная. Образцы представлены четырьмя гранатовыми и гранат-шпинелевыми вебстеритами-пироксенитами (М4/01, М5/01, М31/01, УВ300/09) и одним гранат-ильменитовым ультрабазитом (УВ162/09). Возраст внедрения трубок оценивается в 360–382 млн лет **[11, 12]** и 367–378 млн лет **[6, 7, 11]**, соответственно.

Флогопит в пироксенитах представлен крупными пластинками (М4/01 – 1.0–1.5 мм; М5/01 – до 3 мм; М31/01 – до 11 мм; УВ300/09 – до 6 мм и заполняет микротрещины мощностью до 1 мм) и присутствует в виде мелких зерен (50–200 мкм) в реакционных каймах по гранату. В ксенолите ультрабазита УВ162/09 чешуйки флогопита размером до 1 мм распределены между зернами других минералов, они часто образуют обособления в различных частях породы, ограненные пластинки и срастания флогопита присутствуют в небольших (1–2 мм) кавернах образца совместно с К-сульфидами, сульфатами, карбонатами, фосфатами и перовскитом **[13]**.

Согласно **[14]**, крупные пластинки флогопита из ксенолитов пироксенитов структурно равновесны по отношению к другим минералам этих пород. Химический состав таких флогопитов согласуется с первично метасоматическим происхождением **[14]**. Флогопит из УВ162/09 имеет большой разброс содержаний основных оксидов, анализы составов подтверждают наличие нескольких генераций флогопита в образце.

В образцах пироксенитов для $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования были выбраны крупные пластинки флогопита однородного состава. Из ультрабазита УВ162/09 были выделены зерна флогопита разной морфологии и состава. Плоское плато наблюдалось в высокотемпературных частях спектра для образцов М4/01, М5/01 и УВ300/09, максимальные оценки возраста для них составили 2568.5±17.7, 2429.8±17 и 2336.2±16 млн лет, соответственно. В возрастном спектре флогопита М31/01 в высокотемпературной части выделяется промежуточное плато с возрастом 2288±15.8 млн лет. Для образца УВ162/09 получен сложный возрастной спектр, в котором в высокотемпературной части после серии ступеней вверх (низшая ступень с возрастом 401.5±6.6 млн лет) выделяется промежуточное плато из двух ступеней с возрастом 697±7.1 млн лет **[13]**.

Считается, что образование первично метасоматического флогопита в мантийных породах связано с процессами древнего обогащения континентальной литосферы и мантийного метасоматоза **[9]**.

Возраст 2.6–2.3 млрд лет для первичных флогопитов из ксенолитов трубок Мир и Удачная соответствует оценкам времени поступления вещества из мантии в кору наложенных складчатых поясов микроконтинентов (2.5–2.3 млрд лет) **[15]**, впоследствии ставших частями Сибирского кратона, отвечает процессам перестройки в мантии и, вероятно, отражает время крупного метасоматического события.

Присутствие нескольких генераций флогопита разного возраста при геохронологических измерениях дает смесь возрастов **[16]**. Многоступенчатый спектр УВ162/09 подтверждает это наблюдение. Максимальный возраст флогопита, оцениваемый в 697±7.1 млн лет, ниже, чем максимальный возраст флогопитов из других ксенолитов (но выше, чем возраст внедрения кимберлита). Вероятно, он отражает более позднее метасоматическое воздействие на мантийный блок под трубкой Удачная. Тем не менее ступенчатый характер спектра также может указывать на значительное температурное воздействие кимберлитового расплава на породу и потери радиогенного аргона во флогопите.

В результате $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований трех разнотипных флогопитов кимберлитовых трубок Удачная-Восточная и Мир установлен возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. На основе полученных геохронологических данных совместно с петрологическими особенностями исследованных пород подтверждено проявление нескольких этапов метасоматического обогащения литосферы Сибирского кратона в разное время. Выполнена оценка возраста образования келифитовых кайм на гранатах, связанная с этапом метасоматического преобразования мантийных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00712, 14-05-31520, 15-35-20267) и гранта Президента России МК-3240.2014.5.

[1] *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

[2] *Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.* Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotites xenoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 128. P. 228–246.

[3] *Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S.* Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160–161. P. 201–215.

[4] *Юдин Д.С., Томиленко А.А., Алифирова Т.А., Травин А.В., Мурзинцев Н.Г., Похиленко Н.П.* Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования флогопитов из келифитовых кайм гранатов (кимберлитовая трубка Удачная-Восточная) // ДАН (в печати).

[5] *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

[6] *Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В.* Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 91–99.

[7] *Юдин Д.С., Томиленко А.А., Травин А.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П., Орихаши Ю.* Возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная: U/Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ данные // ДАН. 2014. Т. 455, № 1. С. 91–93.

[8] *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

[9] *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др.* Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО «Наука», 1997. 256 с.

[10] *Hodges K.V.* Geochronology and thermochronology in orogenic systems // Treatise on Geochemistry. V. 3. Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263–292.

[11] *Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р.* Определение возрастов флогопитов из южноафриканских и сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом: моделирование возраста извержения, дегазации расплава и состава мантийных флюидов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 100–111.

[12] *Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные урано-свинцовым методом по цирконам // ДАН. 1980. Т. 254, № 1. С. 175–179.

[13] *Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С.* $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 449, № 1. С. 76–79.

[14] *Winterburn P.A., Harte B., Gurney J.J.* Peridotite xenoliths from the Jagersfontein kimberlite pipe: I. Primary and primary-metasomatic mineralogy // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V. 54. P. 329–341.

[15] *Розен О.М., Манаков А.В., Серенко В.П.* Палеопротерозойская коллизионная система и алмазоносный литосферный киль Якутской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1259–1272.

[16] *Hopp J., Trieloff M., Brey G.P., Woodland A.B., Simon N.S.C., Wijbrans J.R., Siebel W., Reitter E.* $^{40}Ar/^{39}Ar$-ages of phlogopite in mantle xenoliths from South African kimberlites: Evidence for metasomatic mantle impregnation during the Kibaran orogenic cycle // Lithos. 2008. V. 106. P. 351–364.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА АЗИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ СЛОЖНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ГРАНИЦЕ КОНТИНЕНТА

В.В. Ярмолюк

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

В позднем мезозое в пределах восточной части Азии возникла крупная магматическая провинция, условия формирования которой определялись разными геодинамическими механизмами. Зарождение провинции относится к середине юры. В это время в результате коллизии бортов Монголо-Охотского бассейна в его забайкальской части возник протяженный магматический пояс. Его проявления трассируют западную границу Аргунского блока и продолжаются в структуры хр. Большой Хинган, образуя протяженный пояс северо-западного простирания.

В поздней юре и раннем мелу при участии процессов аккреции со стороны Тихоокеанской плиты произошло формирование континентальной части Восточной Азии в виде, близком к современному. Одновременно с аккреционными и коллизионными процессами на обширных пространствах Центральной и Восточной Азии происходила магматическая активность. В строении возникшей магматической провинции возникли две субпровинции – Восточная и Западная, различающиеся характером магматизма и историей геологического развития.

Восточная субпровинция. В поздней юре и раннем мелу магматические события были связаны с заложением и формированием системы вулканоплутонических поясов. Отмечается миграция центров вулканизма с запада на восток с формированием линейно вытянутых вулканических поясов, конформных с аккреционными структурами Тихоокеанской окраины континента. Последовательно были сформированы вулканические пояса Большого (160–110 млн лет назад), Малого Хингана (включая ареал в пределах Суньляо) (130–100 млн лет назад), Цзямусинского массива (120–80 млн лет назад), Сихотэ-Алиня (поздний мел – палеоген).

В составе магматических ассоциаций участвуют породы широкого диапазона составов – от базальтов до риолитов. Базальты несут метки субдукционных процессов, но в то же время характеризуются повышенными содержаниями многих несовместимых элементов. Среди кислых пород обычны риолиты А-типа. В разных участках субпровинции в раннем мелу и более широко в позднем мелу в составе магматических ассоциаций стали преобладать породы с внутриплитными характеристиками (Шанг и др., 2011; Дербеко, 2011). Такой «нестандартный» состав магматических продуктов стал причиной для выдвижения ряда моделей формирования магматизма в пределах субпровинции (см. например, Zhang et al., 2011). Несомненным признается, что с этого времени важную роль в развитии востока Азии стали играть процессы конвергенции на границе Тихоокеанской и Азиатской литосферных плит.

Западная субпровинция. Представлена группой пространственно разобщенных рифтовых областей: Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской, Восточно-Монгольской и Центрально-Алданской, развитие которых связывается с небольшими долгоживущими мантийными плюмами.

Сравнительный анализ показал большое сходство этих вулканических областей как по этапам формирования, так и по составу вулканических продуктов. Для магматических продуктов ранней (позднеюрской) стадии их развития характерна высокая щелочность, определяющая появление недосыщенных кремнеземом пород – меланефелинитов и мелалейцититов, лейцититов и нефелинитов, фонолитов, трахитов, трахит-латитов и их субвулканических эквивалентов, при преобладании пород среднего состава.

В раннем мелу магматизм рифтовых областей характеризовался наибольшими масштабами. Устанавливаются три достаточно согласованные фазы активности. Наиболее мощная вспышка охватила интервал 130–120 млн лет назад. Продукты вулканических излияний представлены толщами субщелочных базальтов. Следующий этап магматизма (115–125 млн лет

назад) представлен проявлениями трахириолитов, трахидацитов и онгориолитов, а также их интрузивных аналогов – лейкогранитов, в том числе литий-фтористых. В конце раннего мела произошли излияния субщелочных базальтов. Они по масштабам уступали излияниям начала раннего мела, но формировались в тех же грабенах.

В позднем мелу в пределах вулканических областей происходили эпизодические вспышки вулканизма. Возникли вулканические поля небольших размеров с незначительными объемами излившихся продуктов. Их распространение по площади областей отвечало ареальному типу, т.е. не было связано с отчетливо выраженным структурным контролем. В составе вулканических продуктов существенную долю представляли щелочные породы – базаниты, щелочные базальты, тешениты.

Состав магматических ассоциаций. Для магматических ассоциаций Восточной субпровинции характерны породы широкого диапазона составов. Они отвечают известково-щелочному тренду дифференциации и включают базальты, андезиты, дациты и риолиты при преобладании пород среднего и кислого состава. Магматизм был связан с вулканическими поясами, тяготеющими к границам литосферных блоков. Для базитовых членов этих ассоциаций характерны относительно низкие содержания титана (TiO_2<1.5 мас. %), а также ярко выраженный дефицит содержания Ta и Nb. Подобные геохимические характеристики типичны для базитов IAB-типа, связанных с субдукционными обстановками.

Вулканические ассоциации Западной субпровинции характеризуются преобладанием субщелочных пород основного состава: трахибазальтов, трахиандезибазальтов, а также щелочных базальтоидов. Эти породы преимущественно высокотитанистые (TiO_2>2 мас. %). Относительные содержания Ta и Nb в них постепенно возрастают от Nb/La<1 в начале раннего мела до Nb/La>1 в породах позднего мела. По геохимическим характеристикам породы западного сегмента магматической провинции сопоставляются с базитами OIB типа.

Модель формирования магматической провинции. Различия в составе магматических ассоциаций магматических областей восточного и западного секторов магматической провинции отражают разные геодинамические механизмы и разные источники магматизма, ответственные за их формирование. Предполагается, что коллизия Сибирского континента с Северо-Китайским кратоном сопровождалась также последовательной аккрецией ряда террейнов, которые в дальнейшем составили основу Амурского микроконтинента, возникшего между этими кратонами. В результате было завершено формирование восточной окраины континента в близком к современному виде. Аккреция контролировалась конвергентными процессами со стороны Тихого океана. С последними было связано образование среднеюрских комплексов вдоль границ Аргунского блока, а также ранне- и позднемеловых вулканических поясов Большого и Малого Хингана и Сихотэ-Алиня.

В раннем мелу краевые участки Азиатского континента были вовлечены в процессы внутриплитной переработки, которые охватили значительные пространства западной части Тихоокеанской плиты. В результате в западной части магматической провинции вне зоны воздействия конвергентных процессов стали формироваться внутриплитные вулканические области, связанные с активностью небольших мантийных плюмов типа «hot-fingers». По мере отступления конвергентной границы к востоку влияние внутриплитных процессов расширялось в том же направлении и в конечном итоге охватило территорию Амурского микроконтинента, поэтому в вулканических поясах Большого и Малого Хингана на поздних стадиях их развития стали появляться магматические ассоциации с внутриплитными характеристиками.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агатова А.Р. 10
Азимов П.Я. 244
Алифирова Т.А. 265
Андреев А.П. 163
Анисимова И.В. 202
Аносова М.О. 244
Аржанников С.Г. 75, 160
Аржанникова А.В. 75, 160
Артемова Е.В. 122
Афанасьев Г.В. 187
Баженов М.Л. 14
Базарова Е.П. 204
Барышев Л.А. 27
Баталев В.Ю. 138
Баталева Е.А. 138
Баянова Т.Б. 144, 174
Бекренев А.К. 163
Белоусова Е.А. 192
Беляев В.А. 58, 150
Богомолов Е.С. 202
Борисенко А.С. 97
Брагин В.Д. 138
Брянский Н.В. 75
Будаев Р.Ц. 117
Булгатов А.Н. 174
Булдыгеров В.В. 16
Бурмакина Г.Н. 19, 249
Буслов М.М. 22, 31, 136, 195
Бучко И.В. 25
Буякайте М.И. 190
Вахромеев А.Г. 27
Веливецкая Т.А. 51
Великославинский С.Д. 125
Верниковская А.Е. 29
Верниковский В.А. 29
Ветлужских Л.И. 157
Ветров Е.В. 31
Вингейт М. 29
Владимиров А.Г. 37
Владимиров В.Г. 105
Владимирова Т.А. 92
Водовозов В.Ю. 34
Волкова Н.И. 37
Воронцов А.А. 40, 120, 184
Врублевский В.В. 43, 46, 49
Высоцкий С.В. 51
Герасимов Н.С. 92
Герман В.И. 84
Гилева Н.А. 152
Гиоргобиани Т.В. 53
Гладкочуб Д.П. 56, 89, 125, 141, 168, 241
Голозубов В.В. 127
Гордиенко И.В. 174
Горнова М.А. 58, 150
Горожанин В.М. 192
Горожанина Е.Н. 192
Гороховский Б.М. 218
Гошко Е.Ю. 60
Гриб Н.Н. 99
Григорьев Д.А. 92
Гриненко В.С. 163
Гусев А.И. 63
Гусев Н.И. 65, 68
Данилов Б.С. 73
Данилова Е.М. 71
Данилова Ю.В. 73
Де Гравэ И. 31
Дегтярев К.Е. 134, 192
Демонтерова Е.И. 75, 89, 160, 251
Демьянович В.М. 78, 108
Джан Ш. 56
Диденко А.Н. 81
Добрынина А.А. 84, 87
Донская Т.В. 56, 89, 125, 141, 168, 241
Дорошков А.А. 154
Дриль С.И. 92, 181, 251
Дугданова Е.Е. 249
Ершова В.Б. 95
Ефимов А.С. 60
Ефремов С.В. 97
Загорский В.Е. 144
Заика В.А. 25
Зарубина О.В. 75
Зверев А.Р. 34
Зуев Ф.Л. 108
Ибрагимов Ш.З. 122
Иванов А.В. 75, 98, 160, 251
Игнатьев А.В. 51
Имаев В.С. 99
Имаева Л.П. 99
Кадильников П.И. 29
Казак А.К. 224, 227
Казанский А.Ю. 29, 102, 253
Калашникова Т.В. 230
Каретников А.С. 81
Каримов А.А. 58, 150
Кармышева И.В. 105
Касаткин С.А. 127
Ким Дж. 89
Киселева В.Ю. 197
Ключевская А.А. 108
Ключевский А.В. 78, 108
Кобелев М.М. 110
Кобелева Е.А. 110
Ковач В.П. 25, 215
Кожевников В.М. 209
Козловский А.М. 14, 113
Коллинз В.Дж. 130
Коломиец В.Л. 115, 117
Колотилина Т.Б. 154
Комарицына Т.Ю. 120
Коноваленко С.И. 43
Константинов И.К. 122
Константинов К.М. 122
Коробейников Н.К. 16
Костровицкий С.И. 230
Котельников А.Д. 46
Котляров А.В. 211, 213
Котов А.Б. 25, 34, 125, 215, 218, 241
Крёнер А. 244, 247
Крук Е.А. 127
Крук Н.Н. 127
Кузнецов Н.Б. 130, 134, 192, 200, 259
Кузьмичев А.Б. 215
Куликова А.В. 136
Лавренчук А.В. 215, 241
Лаврушина Е.В. 138
Ларин А.М. 34
Ларионов А.Н. 29
Левицкий В.И. 51
Левицкий И.В. 51
Леонов М.Г. 138
Ли Д. 244
Ли Юн-фей 81
Лухнева О.Ф. 110
Мазукабзов А.М. 56, 89, 141, 142, 168, 241
Майер Е. 73
Макагон В.М. 144
Макрыгина В.А. 146
Маслов А.В. 192
Матасова Г.Г. 102, 253
Матушкин Н.Ю. 29
Махлаев М.Л. 184
Медведев А.Я. 58, 150
Мельников А.И. 152
Мельникова В.И. 152
Меновщикова О.Н. 224
Метелкин Д.В. 29
Мехоношин А.С. 37, 154
Минина О.Р. 157
Миронов Ю.Б. 187
Михеев Е.И. 37, 265
Михеева Е.А. 75, 160
Мишнин В.М. 163
Мордвинова В.В. 110
Мороз Ю.Ф. 166
Мотова З.Л. 56, 168
Мурзинцев Н.Г. 265
Некрасов Г.Е. 244
Непоп Р.К. 10
Несмелова М.Г. 71
Никитин Р.Н. 49
Новикова С.А. 265
Новопашина А.В. 171
Ноговицин В.В. 87
Носкова Ю.В. 92
Орлова А.В. 244
Орсоев Д.А. 174
Паверман В.И. 177
Павлов В.Э. 200, 259
Павлова Л.А. 75
Парфеевец А.В. 207
Переляев В.И. 215, 247
Перепелов А.Б. 181, 251
Перфилова О.Ю. 40, 184
Песков А.Ю. 81
Петров О.Л. 190
Пинский Э.М. 187
Подлипский М.Ю. 154
Покровский Б.Г. 190
Посохов В.Ф. 174
Поспеев А.В. 27
Похиленко Л.Н. 265
Предеин П.А. 84
Пржиялговский Е.С. 138
Прияткина Н.С. 130, 236
Прокопов Н.С. 125
Прокопьев А.В. 95
Пузанков М.Ю. 181
Пыжова Е.С. 192
Радзиминович Я.Б. 152
Разумовский А.А. 244, 247
Рассказов С.В. 256
Резницкий Л.З. 75, 160
Романюк Т.В. 130, 134, 192
Рубанова Е.С. 195
Руднев С.Н. 197
Рудько С.В. 130, 200, 259
Рыбин А.К. 138
Рыцк Е.Ю. 202
Саватенков В.М. 113

Савельева В.Б. 204
Сальников А.С. 60
Сальникова Е.Б. 113, 125, 202, 218
Саньков В.А. 84, 87, 207
Сасим С.А. 92
Середкина А.И. 152, 209
Серов П.А. 197
Симонов В.А. 211, 213
Скляров Е.В. 125, 215, 241
Смекалин О.П. 99
Смирнов С.Э. 166
Смирнов Ю.В. 218
Смирнова Ю.Н. 221
Советов Ю.К. 224, 227
Соловецкая Л.В. 224, 227
Соловьева Л.В. 230
Сорокин А.А. 25, 218, 221
Спиридонов А.М. 97
Станевич А.М. 27, 56, 168, 232
Страховенко В.Д. 263
Ступаков С.И. 211, 213
Сунь Шоу-лян 81
Сухоруков В.П. 234, 265
Тишин П.А. 49
Толмачева Е.В. 125
Томиленко А.А. 265
Тощакова С.А. 84
Травин А.В. 37, 97, 181, 265
Тубанов Ц.А. 84
Туркина О.М. 234, 236
Турутанов Е.Х. 239
Удоратина О.В. 19, 249
Федорова Н.М. 14
Федоровский В.С. 89, 142, 241
Федосеенко А.М. 202
Федотова А.А. 244, 247
Филинов И.А. 102, 253
Фролов А.О. 75, 160
Хаин Е.В. 244, 247
Хё Х. 160
Хлестов В.В. 37
Хофманн М. 227
Хритова М.А. 110
Хромых С.В. 213
Хубанов В.Б. 19, 249
Худолей А.К. 95
Хузин М.З. 122
Хуриган Дж. 177
Цыганков А.А. 19, 249
Цыпукова С.С. 181, 251
Чегис В.В. 102, 253
Чечельницкий В.В. 84, 87
Чжоу Юн-хэн 81
Чипизубов А.В. 99
Чо М. 89
Чонг В. 89
Чувашова И.С. 256
Шацилло А.В. 130, 177, 200, 259
Шибаев С.В. 87
Шкодзинский В.С. 260
Школьник С.И. 263
Шумилова Т.Г. 73
Щелочков Г.Г. 138
Щербаков Ю.Д. 181
Щетников А.А. 102, 253
Щипанский А.А. 215
Юдин Д.С. 265
Яковлев А.А. 122
Яковлева С.З. 218
Ярмолюк В.В. 14, 113, 268