СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

Материалы научного совещания

(17–20 октября 2017 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

ИРКУТСК
2017

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. 15. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – 308 с.

В сборнике представлены труды пятнадцатого 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
чл.-корр. РАН Е.В. Скляров (ответственный редактор)

Заместитель председателя Оргкомитета, председатель программного комитета
чл.-корр. РАН Д.П. Гладкочуб

Ученый секретарь совещания
к.г.-м.н. Т.В. Донская

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Федерального агентства научных организаций (ФАНО России) и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) (проект № 17-05-20553).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН.

ISSN 2415-8313 © Институт земной коры СО РАН, 2017

С О Д Е Р Ж А Н И Е

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ФИТОЛИТЫ ИЗ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮЗ ЧАСТИ ХРЕБТА АЛЬФА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКЕ
С.А. Анисимова, А.Ю. Анисимов 11

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ИТАНЦИНСКОЙ И БУРЛИНСКОЙ СВИТ СЕЛЕНГИНСКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Д.Ц. Аюржанаева, О.Р. Минина 13

ЮРСКО-МЕЛОВАЯ ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОЙ КРАЕВОЙ ЧАСТИ ЧАРО-ОЛЕКМИНСКОГО ГЕОБЛОКА АЛДАНСКОГО ЩИТА: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТОВ
О.В. Бобровская, А.К. Худолей, S. Glorie, J. Gillespie, G. Jepson 16

ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ИНДО-АВСТРАЛИЙСКОЙ И ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТ
М.М. Буслов, А.В. Куликова 18

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ЭФФЕКТ ДАЛЬНЕГО ВОЗДЕЙСТВИЯ КОНВЕРГЕНЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТ
М.М. Буслов, А.В. Травин, М.А. Абилдаева, Е.С. Рубанова 21

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВЕРХНЕЯНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
В.А. Ванин, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб 24

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП АКТИВИЗАЦИИ КРАЕВОЙ ОБЛАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК КОНЕЧНАЯ ФАЗА ФОРМИРОВАНИЯ КОВЫКТИНСКОЙ ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ
А.Г. Вахромеев, И.В. Горлов, А.С. Смирнов, Н.В. Мисюркеева, Г.Я. Шутов, А.В. Поспеев, А.М. Станевич, Г.Г. Шемин 26

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ
А.А. Вельдемар, Г.М. Вовна 30

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮРСКО-МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ
О.С. Верещагин, А.К. Худолей, В.Б. Ершова, А.В. Прокопьев, Г.В. Шнейдер 33

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ БЕЛЕТУЙСКОЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Л.И. Ветлужских, О.Р. Минина 36

АЛЛОХТОН И АВТОХТОН-ФУНДАМЕНТ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОСТРУКТУРЕ ОЛЬХОНСКОЙ СЕРИИ
Н.В. Вилор, Ю.А. Давыденко, М.С. Шкиря 38

ГРАНИТЫ КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСА АТ-БАСТАХСКОГО МАССИВА УДОКАНА: «АНОМАЛЬНЫЕ» МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА И «НОРМАЛЬНЫЕ» ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ
В.Ю. Водовозов, А.Р. Зверев, Н.А. Афиногенова, В.А. Цельмович 42

РЕДКИЕ ЛИТОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В СИЕНИТАХ САЙБАРСКОГО МАССИВА МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА
А.А. Воронцов, А.С. Тарасюк 44

ИСТОЧНИК СЕРЫ СУЛЬФИДНЫХ РУД В АРХЕЙСКИХ ТОЛЩАХ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО МУЛЬТИИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ
С.В. Высоцкий, А.В. Игнатьев, Т.А. Веливецкая, В.И. Левицкий, И.В. Левицкий, А.С. Мехоношин 46

МИКРОКОНТИНЕНТ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА
А.С. Гибшер 49

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ (*КИРГИЗИЯ*)
А.С. Гибшер, В.П. Мокрушников, М.Н. Крук, Е.И. Николенко 52

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (*~1350–1340 МЛН ЛЕТ*) *ДАЙКОВЫЕ РОИ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ*
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Р.Е. Эрнст, С.А. Писаревский, А.М. Мазукабзов 54

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (*ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*)
Т.А. Гонегер, Н.А. Доронина 57

ХЭНТЭЙ-ДАУРСКАЯ АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА (*ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ, МАГМАТИЗМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ*)
И.В. Гордиенко, О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских, А.Л. Елбаев, О. Томуртогоо, Д. Одгэрэл, Я. Ариунчимэг 59

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛЕРЦОЛИТ – БАЗАНИТОВЫЙ РАСПЛАВ (*ВУЛКАН ТУМУСУН, ХАМАР-ДАБАН*)
М.А. Горнова, А.Б. Перепелов, С.И. Дриль, В.А. Беляев 62

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ (*Sr-O-C*) *ХАРАКТЕРИСТИКИ РИФЕЙСКИХ ДОЛОМИТОВ ЧЕХЛА АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ*
И.М. Горохов, А.Б. Кузнецов, Г.В. Липенков, Е.О. Дубинина, Г.В. Константинова 64

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ АТРИБУТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ФРАГМЕНТА ОПОРНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ
Е.Ю. Гошко, А.С. Сальников, Е.В. Мосягин, М.Ю. Смирнов 66

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ РАННЕЙ ЮРЫ (*ГЕТТАНГ – ПЛИНСБАХ*) *ПО БРАХИОПОДАМ*
В.С. Гриненко, В.В. Баранов 68

ТИПИЗАЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ АДАКИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ГОРНОГО И РУДНОГО АЛТАЯ
А.И. Гусев 71

КОМАГМАТИЧНОСТЬ РАННЕКЕМБРИЙСКОГО ОНДУМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И БАЙСЮТСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (*ТУВА*)
Н.И. Гусев 73

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО АРЕАЛ-ПЛУТОНА И МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТУВЫ
Н.И. Гусев, А.А. Суфиев 76

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЛАПТЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА (*ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР, НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА, КРЯЖ ПРОНЧИЩЕВА*)*: ОБОСНОВАНИЕ ЕДИНОГО БАССЕЙНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ОКРАИНЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ*
М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев 79

ЮВЕНИЛЬНАЯ КОРА В ОБЛАСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ТУГНУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО SM-ND ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ
Е.И. Демонтерова, А.В. Аржанникова, А.В. Иванов, Е.А. Михеева, С.Г. Аржанников 81

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЗАПИСЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И РЕСПУБЛИКИ САХА (*ЯКУТИЯ*) *ПО ДАННЫМ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ*
А.А. Добрынина, В.В. Чечельницкий, В.А. Саньков 83

СМЕШЕНИЕ БАЗИТОВОЙ И ГРАНИТНОЙ МАГМ В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ НА ПРИМЕРЕ ТАСТАУСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (*ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН*)
К.А. Докукина, В.Г. Владимиров, П.А. Докукин 86

НАИБОЛЕЕ ДРЕВНИЕ (~1.9 МЛРД ЛЕТ) ДАЙКИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, С.А. Писаревский, С. Денишин, З.Л. Мотова 88

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПЕРМОТРИАСОВЫХ ПЛЮМОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО Pb-Sr ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ
С.И. Дриль, А.Я. Медведев, М.И. Кузьмин 90

СЕРЫЕ ГНЕЙСЫ ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН). КЛАССИФИКАЦИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ
С.В. Ефремов 92

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ
В.В. Жабин 95

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУКУРИНГРСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
В.А. Заика, А.А. Сорокин 97

КАТАСТРОФИЧЕСКИЙ СБРОС ВОДЫ ИЗ БАЙКАЛА В ПАЛЕО-МАНЗУРКУ: ВРЕМЯ ДАТИРОВАТЬ ВАЛУНЫ
А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, Е.А. Михеева, С.Г. Аржанников, А.В. Аржанникова, В.С. Каменецкий, М.Б. Каменецкая, С. Меффра 99

СЕЙСМОТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ
Л.П. Имаева, Г.С. Гусев, В.С. Имаев, Б.М. Козьмин, В.И. Мельникова, О.П. Смекалин 101

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ (БАЙКАЛО-САЯНСКОЙ) ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК СЛЕДСТВИЕ ЕГО ВРАЩЕНИЯ
П.И. Кадильников, М.И. Романов, Ю.К. Советов, Е.А. Богданов 104

ВУЛКАНИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ, ЗАФИКСИРОВАННОЕ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗРЕЗА ШИМКИ (ТУНКИНСКАЯ ВПАДИНА)
А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, Е.В. Кербер 107

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КРИТЕРИЕВ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ЦЕПОЧЕК МИГРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ РАЗЛОМА
А.А. Какоурова, А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, Ф.Л. Зуев 109

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ НА РУБЕЖЕ РАННЕГО И СРЕДНЕГО РИФЕЯ
М.А. Калинин, А.К. Худолей, Г.Г. Казакова 112

СТРОЕНИЕ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ КОРА – МАНТИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ОПОРНЫМ И РЕГИОНАЛЬНЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОФИЛЯМ ГСЗ
Б.А. Канарейкин, А.С. Сальников, Е.А. Кравченко, В.В. Титаренко 114

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)
Н.А. Каныгина, А.А. Третьяков, В.П. Ковач, К.Е. Дегтярев, К-Л. Ван 117

ДИНАМИКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ
А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская 119

ЦЕПОЧКИ МИГРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА
А.В. Ключевский, А.А. Какоурова, В.М. Демьянович 122

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАПЕСЧАНИКОВ ЧИНЕЙСКОЙ ПОДСЕРИИ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (LA-ICP-MS) И Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В.П. Ковач, А.Б. Котов, Д.П. Гладкочуб, Е.В. Толмачева, С.Д. Великославинский, Б.М. Гороховский, В.Н. Подковыров, Н.Ю. Загорная, Ю.В. Плоткина 124

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ БИМОДАЛЬНЫЙ И ГРАНИТОИДНЫЙ А-ТИПА МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ: ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С АНОРОГЕННОЙ АКТИВНОСТЬЮ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, А.В. Травин, Е.Б. Сальникова, В.М. Саватенков 126

О ПРИРОДЕ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОЛИНЕ Р. ИХ-БУЛАГ (БАССЕЙН Р. СЕЛЕНГИ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)
В.Л. Коломиец 128

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА ХИЛОКСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 131

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ (Sr, Nd, O) СВИДЕТЕЛЬСТВА МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (УДИНСКИЙ СЕКТОР)
Т.Ю. Комарицына, А.А. Воронцов, В.В. Ярмолюк 133

НОВЫЕ ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ КИМБЕРЛИТАМ И БАЗИТАМ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ
К.М. Константинов, М.З. Хузин, И.К. Константинов, А.А. Яковлев, Е.В. Артемова 135

ОТ ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА К БОДАЙБИНСКОМУ ОРОКЛИНУ
А.Т. Корольков 138

НЕОДНОРОДНОСТЬ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД СЕВЕРНЫМИ ПОЛЯМИ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ
С.И. Костровицкий 142

ИСТОЧНИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА ОЛЬХОН (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (LA-ISP-MS) ИССЛЕДОВАНИЙ
А.Б. Котов, В.П. Ковач, Т.М. Сковитина, Д.В. Лопатин, Т.В. Донская, Е.В. Скляров, Ю.В. Плоткина, Е.В. Толмачева, Б.М. Гороховский 145

ВОРОГОВСКАЯ СЕРИЯ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ
Б.Б. Кочнев, А.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский, Д.Р. Ситкина, З.Б. Смирнова 147

КАДОМИДЫ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, С.В. Рудько, Е.А. Белоусова 149

НОВЫЕ НАХОДКИ ИХНОФОССИЛИЙ ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ УРОВНЕЙ ВЕНДА/КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ 2017)
Н.Б. Кузнецов, С.В. Рудько, А.В. Шацилло, Д.В. Рудько 153

ФАДДЕЕВСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА: ГЛУБИННЫЙ СРЕЗ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА?
А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова 156

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПАЛЕОСУБДУКЦИОННОГО КАНАЛА КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)
А.В. Куликова, М.М. Буслов, А.В. Травин 159

ДИНАМИКА МАМОНТОВОЙ ТУНДРЫ – ИСТОРИЯ ДЛИНОЙ 50 ТЫСЯЧ ЛЕТ
К.Г. Леви, А.И. Мирошниченко 162

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (ПОСТАНОВКА ВОПРОСА И ПУТИ РЕШЕНИЯ)
М.Г. Леонов, Р.А. Бакеев, Ю.А. Морозов, Е.С. Пржиялговский, Ю.П. Стефанов, А.А. Татурова 165

ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ОТЛОЖЕНИЯМИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Е.Ф. Летникова, И.А. Вишневская, Н.А. Каныгина, А.В. Иванов, Н.Г. Солошенко 169

ЭВОЛЮЦИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНА КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «КАТОКА» (*ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ*)
О.В. Лунина, А.С. Гладков, Е.В. Скляров, М.А. Карпенко, Д.П. Гладкочуб, Д.А. Кошкарев, Ф. Жоао 172

КОЛЛИЗИОННЫЙ ШОВ СИСТЕМЫ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ
А.М. Мазукабзов, В.С. Федоровский 174

ТОНТИНСКИЙ МРАМОРНЫЙ МЕЛАНЖ (*БАЙКАЛ, ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, ПЛАТО ТОНТА*)
А.М. Мазукабзов, В.С. Федоровский 176

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (*УДЖИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ И СЕВЕРНЫЙ СКЛОН АНАБАРСКОГО ЩИТА*)
С.В. Малышев, А.К. Худолей, С.Э. Дюфрейн, А.М. Пасенко 179

МИКРОБИАЛЬНЫЕ ТЕКСТУРЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА
В.В. Марусин, Б.Б. Кочнев 181

ДВА ЭТАПА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДРЕВНЕЙШИХ ОФИОЛИТОВ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА
Н.Ю. Матушкин, П.И. Кадильников, А.Е. Верниковская, Е.А. Богданов 183

МИНЕРАЛОГИЯ БАЗАНИТОВ ХЭНТЕЙСКОГО ХРЕБТА (*ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*)
А.Я. Медведев, М.А. Горнова, А.А. Каримов, В.А. Беляев 186

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА
А.С. Мехоношин, А.Г. Владимиров, Н.И. Волкова, Т.Б. Колотилина 189

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ УРАНОВО-РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ
Ю.Б. Миронов 191

ОФИОЛИТЫ ЗАПАДНОГО САЯНА И ЗАПАДНОЙ ТУВЫ – АВТОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ САЯНО-ТУВИНСКОЙ ПРЕДДУГОВОЙ ЗОНЫ V-$Є_1$ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА
А.А. Монгуш 194

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИПСИТСКОЙ СВИТЫ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (*ПРИСАЯНЬЕ*)
З.Л. Мотова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, В.Б. Хубанов, М.Д. Буянтуев 197

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА: РАСЧЛЕНЕНИЕ, U-Pb ВОЗРАСТ, КОРРЕЛЯЦИЯ (*АНГАРО-КАНСКИЙ БЛОК*)
А.Д. Ножкин, И.И. Лиханов 199

ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КЕМБРИЙСКИХ ЧЕРГИЛЕНСКОЙ И АЛЛИНСКОЙ СВИТ МЕЛЬГИНСКОГО ПРОГИБА БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА
Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин 202

РОЛЬ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И КАРБОНАТИЗИРОВАННОЙ МАНТИИ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ
А.Б. Перепелов, С.С. Цыпукова, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Ю.Д. Щербаков, Д. Одгэрэл, Д. Батульзий 205

ПИЖОНИТОВЫЕ ГРАНУЛИТЫ В ЭКЗОКОНТАКТЕ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА СВЕТЛЫЙ БОР: ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ И ВРЕМЕНИ ИНТЕГРАЦИИ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ПЛАТИНОНОСНОМ ПОЯСЕ УРАЛА
Е.В. Пушкарев 207

ЗОНАЛЬНОСТЬ ИСТОЧНИКОВ ВУЛКАНИЗМА 18–12 МЛН ЛЕТ НАЗАД В ЛИТОСФЕРЕ ХАМАРДАБАНСКОГО ТЕРРРЕЙНА, РАСПЛЮЩЕННОЙ У КРАЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ VS-РАЗРЕЗА
С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, В.В. Мордвинова, Ю. Аило 210

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРИАСОВОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОГО ДЖИГДИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)
А.А. Родионов, И.В. Бучко 213

К ПРОИСХОЖДЕНИЮ ПЕПЛОВЫХ ПРОСЛОЕВ В ВЕНДСКИХ ТОЛЩАХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, Е.А. Белоусова 216

ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ И ИСТОЧНИКИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ
С.Н. Руднев, П.А. Серов, В.Ю. Киселева 219

90 ЛЕТ ТИЛЛИТАМ В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ ВОРОГОВКА НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ 2017)
С.В. Рудько, Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацилло, Д.В. Рудько 223

ПЕРВИЧНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ФУНДАМЕНТА ГОРНОГО КРЫМА – РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ТОЛЩ
С.В. Рудько, Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, Е.А. Белоусова 226

ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ БЕРЕГ БАЙКАЛА)
Е.Ю. Рыцк, Е.С. Богомолов, С.Д. Великославинский, А.А. Андреев, Ю.М. Лебедева, Е.В. Толмачева 229

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАННЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ И РЕЖИМА РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА, НОВЫЕ ДАННЫЕ
В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, М.В. Кузнецов, Л.В. Шпакович 231

ЛАМПРОФИРЫ В ПРОСТРАНСТВЕННОЙ АССОЦИАЦИИ С КАРБОНАТИТАМИ ОНГУРЕНСКОГО КОМПЛЕКСА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ
В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов 233

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПСЕВДОТАХИЛИТЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО И ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМОВ КРАЕВОГО ШВА СИБИРСКОГО КРАТОНА
В.Б. Савельева, В.В. Ружич 235

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ (ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ)
В.А. Саньков, А.В. Парфеевец 237

ПОВЕРХНОСТНО-ВОЛНОВАЯ ТОМОГРАФИЯ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ И ЛЯВА
А.И. Середкина 239

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЗИИ
А.И. Середкина, В.М. Кожевников, О.А. Соловей 241

ЭВОЛЮЦИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА
В.А. Симонов, Ю.В. Карякин, А.В. Котляров 243

ГЕОДИНАМИКА МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ДРЕВНИХ ЗОНАХ СУБДУКЦИИ
В.А. Симонов, А.В. Котляров, И.Ю. Сафонова 246

ОКЕАНИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ УЛЬТРАМАФИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ
В.А. Симонов, А.В. Куликова, А.В. Котляров, Н.И. Волкова 249

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Д.Р. Ситкина, А.Б. Кузнецов, З.Б. Смирнова 252

БЕЕРБАХИТЫ ПРИОЛЬХОНЬЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
Е.В. Скляров, А.В. Лавренчук, Е.В. Пушкарев, А.Е. Старикова, К.М. Степанов 254

ОЛЕДЕНЕНИЯ И СЕДИМЕНТАЦИЯ В КРИОГЕНСКОМ ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ (ЧИНГАСАНСКАЯ СЕРИЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)
Ю.К. Советов 258

НАХОДКИ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ ЭДИАКАРАНСКОГО РОДА RANGEA В ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ ПРИСАЯНЬЯ И БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ ПРИБАЙКАЛЬЯ
Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая 261

ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ПОЗДНЕВЕНДСКОМ ФОРЛАНДОВОМ БАССЕЙНЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Ю.К. Советов, А.В. Травин, М. Хофманн, Л.В. Соловецкая 264

ТРИДИИДЫ В ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЕ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ ЭДИАКАРАНА ПРИБАЙКАЛЬЯ
Л.В. Соловецкая 267

ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ ВЕНДА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
А.М. Станевич, А.Г. Вахромеев 269

ЦВЕТКОВЫЕ СТРУКТУРЫ ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ (НА ПРИМЕРЕ ЗОНЫ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА)
Т.Ю. Тверитинова 271

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЧАРНОКИТОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА: МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ИЛИ МАГМАТИЧЕСКОЕ
О.М. Туркина, В.П. Сухоруков 274

ОЛЬХОНСКИЙ ГЕОПАРК ПОД ЭГИДОЙ ЮНЕСКО – РЕАЛЬНАЯ ПЕРСПЕКТИВА
В.С. Федоровский, Д.П. Гладкочуб, Е.В. Скляров, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов, А.Б. Котов, А.В. Лавренчук, А.Е. Старикова 276

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТРАНСЕКТОВ «ЗДВ» И «ТЫНДА–АМУРЗЕТ»
Т.Н. Хераскова, Н.Н. Пиманова, И.А. Бисеркин, Е.М. Юон 278

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАЛАКОНА (ЦИРКОНА) ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ АРЫСКАНСКОГО (Y, REE) РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНАЯ ТУВА
А.К. Хертек 281

СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЦАСП)
С.В. Хромых, А.В. Гурова, А.Э. Изох 283

ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ СОВРЕМЕННЫХ РЕЧНЫХ ОСАДКОВ (РЕКИ СЕЛЕНГА, МУЯ, АНГАРАКАН) ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: К ОЦЕНКЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ И СТАДИЙНОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА
В.Б. Хубанов, А.А. Цыганков, Г.Н. Бурмакина, М.Д. Буянтуев, В.В. Бурдуковский 286

ТРЕКОВЫЙ АНАЛИЗ АПАТИТА В ИЗУЧЕНИИ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ СИСТЕМ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА И ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА
А.К. Худолей, В.Е. Вержбицкий, Д.А. Застрожнов, Р.В. O'Sullivan, С.В. Малышев, М.И. Тучкова 288

ИСТОЧНИКИ МАГМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (*НОВЫЕ Nd-Hf ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ*)
А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов, Г.Н. Бурмакина, О.В. Удоратина 290

КЛЮЧ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ НИЗКОШИРОТНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НЕОПРОТЕРОЗОЯ
А.В. Шацилло 293

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА (*ЗАПАДНЫЙ СКЛОН АЛДАНСКОГО ЩИТА, ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ*)
А.В. Шацилло, Д.В. Рудько, И.В. Федюкин, И.В. Латышева 294

ИКАТСКИЙ ТЕРРЕЙН: ПРОБЛЕМЫ СОСТАВА И ВОЗРАСТА СЛАГАЮЩИХ ТОЛЩ
С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, И.Г. Бараш, М.Д. Буянтуев 296

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ МЕГАКРИСТОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ МОНГОЛИИ
Л.В. Шпакович, В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский 298

ПРЯМЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЕ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА БЕЛЫЙ ЯР-1
А.А. Щетников, А.Ю. Казанский, И.А. Филинов, Г.Г. Матасова, Е.В. Кербер, В.В. Чегис 300

ЭВОЛЮЦИЯ K/AR ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ФЛОГОПИТА ИЗ ГЛУБИННОГО КСЕНОЛИТА КИМБЕРЛИТА: ЭКСПЕРИМЕНТ, ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
Д.С. Юдин, Н.Г. Мурзинцев, С.А. Новикова, А.В. Травин, Е.И. Жимулев 302

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ (*НА ПРИМЕРЕ ХАНГАЙСКОЙ ГРУППЫ ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛИИ*)
В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский 304

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 307

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 11–12

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ФИТОЛИТЫ ИЗ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮЗ ЧАСТИ ХРЕБТА АЛЬФА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКЕ

С.А. Анисимова, А.Ю. Анисимов

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

В рамках продолжающейся программы широкомасштабного изучения шельфа сотрудниками ФГБУ ВСЕГЕИ совместно со специалистами ВниИОкеанология, Российской академии наук и зарубежными исследователями проводится геолого-геофизическое изучение и картирование арктических островов, прибрежной суши и шельфа, глубоководных морфоструктур Арктического бассейна.

В 2010–2012 годах проведен комплекс работ, который включал: (1) корректировку геологических контуров на геологической карте с учетом батиметрических данных, (2) анализ геологического строения поднятия Менделеева с использованием карты аномального магнитного поля и магнитометрии (расчет верхних кромок магнитоактивных тел по магнитометрическим данным в районе геотраверсов «Арктика-2000» и «Арктика-2005»), (3) комплексный анализ сейсмических данных, подводного рельефа и распространения донного каменного материала в пределах хребта Ломоносова и поднятия Менделеева, (4) ревизию коллекций донного каменного материала, собранного в Амеразийском бассейне экспедициями «Арктика-2000» и «Арктика-2005», с отбором магматических и метаморфических пород для изотопно-геохимического изучения и датирования, (5) изучение донно-каменного материала, полученного экспедицией «Арктика-2012».

На основе изучения опробования донных осадков в пределах Амеразийского бассейна выделены опорные разрезы, используемые для актуализации геологической карты Циркумполярной области **[1]**.

По данным геологического опробования неопротерозойско(?)-палеозойские отложения обнаружены в пределах поднятия Менделеева, а также в ЮЗ части хребта Альфа (в эскарпах крутых склонов г. Трукшина, где донным опробованием с помощью драги и манипулятора подводной лодки подняты элювиально-делювиальные обломки кварцевых песчаников, кварцито-песчаников и доломитов **[2]**.

На полигоне № 6 обследован склон горы Трукшина западной экспозиции, наиболее крутые участки приурочены к бортам крупного подводного каньона, осложняющего склон горы. У устья каньона обнаружен развал каменных глыб размерами до 10–15 м и, по-видимому, небольшой коренной выход плитчатых осадочных пород. Поверхность коренных пород ступенчатая, породы разбиты трещинами. Среди обломков преобладают карбонатные породы, преимущественно доломиты **[3]**.

По общим геологическим соображениям мощность развитых здесь неопротерозойско(?)-палеозойских отложений может составлять 2.0–2.5 км, причем в нижней части эскарпов В.Я. Кабаньковым и др. предполагались неопротерозойские карбонатные и терригенные породы **[4, 5]**.

Оказалось, что слабомраморизованные бежево-коричневатые доломиты из образцов, поднятых с СЗ и ЮВ склонов г. Трукшина, содержат органические остатки. Это микробиальные образования, представленные пластовыми строматолитовыми биостромами *Stratifera sp.* и концентрическими слоистыми микрофитолитами группы *Osagia sp.* **[6]**. К сожалению, микроструктура фитолитов претерпела вторичные изменения, и первичная микроструктура местами не сохранилась. Тем не менее обнаруженная органика позволяет сделать вывод о неопротерозойском возрасте доломитов г. Трукшина.

Ближайший к Центрально-Арктическим подводным поднятиям неопротерозойский орогенный пояс протягивается прерывистой полосой из Баренцево-Уральско-Новоземельского ре-

гиона через п-ов Таймыр и шельф Восточно-Сибирского моря в пределы Северной Аляски. Он образует дуговое обрамление Арктиды, отделяющее ее от Балтики и Сибирского кратона [**7**].

Найденные в доломитах горы Трукшина органические остатки позволяют предположить принадлежность вмещающих карбонатных пород к органогенным рифоподобным постройкам с микробиальными образованиями, характерными для морского бассейна, располагавшегося в субтропической гумидной климатической зоне.

[1] *Соколов С.Ю.* Структура мантии по данным томографии на трансатлантическом субширотном профиле, пересекающем САХ на широте разлома Кейн // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 293–296.

[2] *Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В.* Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

[3] *Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О., Рекант П.В., Миролюбова Е.С., Пяткова М.Н.* Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2014. Т. 455, № 2. С. 184–188.

[4] *Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Крупская В.В., Каминский Д.В., Разуваева Е.И.* Новые данные о составе и происхождении донных осадков южной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2008. Т. 419, № 5. С. 653–655.

[5] *Кабаньков В.Я., Андреева И.А.* О геологической истории глубоководной части Амеразийского суббассейна // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред. В.Л. Иванов. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 293–305.

[6] *Дольник Т.А.* Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 320 с.

[7] *Филатова Н.И., Хаин В.Е.* Кратон Арктида и неопротерозойские – мезозойские орогенные пояса циркумполярного региона // Геотектоника. 2010. № 3. С. 3–29.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 13–15

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ИТАНЦИНСКОЙ И БУРЛИНСКОЙ СВИТ СЕЛЕНГИНСКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Д.Ц. Аюржанаева, О.Р. Минина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dulmazhap@mail.ru

Итанцинская и бурлинская свиты входят в состав средневерхнерифейской селенгинской серии, выделенной Л.И. Салопом **[1]** в юго-западной части Баргузино-Витимской структурно-формационной зоны и включающей (снизу): итанцинскую песчанико-сланцевую и бурлинскую преимущественно карбонатную свиты. Свиты закартированы в Западном Забайкалье в бассейнах рек Итанцы и Кика, а также в нижнем течении рек Селенги и Турки и протягиваются широкой полосой в северо-восточном направлении более чем на 160 км. Большей частью они слагают провесы в кровле крупных интрузий гранитов витимканского комплекса. Опорные разрезы итанцинской свиты расположены на левобережье рек Бурля и Кика, на Билюта-Черемшанском водоразделе и левобережье р. Вакулиха.

Строение селенгинской серии и образование ее пород были рассмотрены нами с позиции циклического анализа. В разрезе серии выделяются четыре цикла (литоцикла) накопления осадков, сложенных терригенно-карбонатными породами. Начальные и конечные слои осадочного цикла слагают терригенные породы, центральную часть представляют карбонатные осадки. Первый, нижний (неполный), литоцикл, сложенный углеродистыми слюдистыми сланцами, алевролито-сланцами и алевролито-песчаниками, представляет регрессивную серию осадков и срезан гранитами баргузинского комплекса. Второй и третий литоциклы (полные) начинаются слоями кварцевых песчаников и кварцитов, алевролито-сланцев и слюдистых сланцев (трансгрессивная серия осадков). В их центральной части присутствуют известняки и доломиты, а заканчиваются литоциклы регрессивной серией углеродистых слюдистых сланцев, алевролито-сланцев и алевролито-песчаников. Песчаники и кварциты третьего литоцикла слагают Черемшанское месторождение. Четвертый литоцикл (неполный) сложен кварцитами и кварцевыми песчаниками (Бутунское месторождение), сменяющимися хлорит-серицитовыми сланцами, доломитами, и прорван гранитоидами позднепалеозойского витимканского комплекса.

Установлено, что формирование отложений серии происходило в морском бассейне при постоянных вертикальных колебательных движениях земной коры, вызвавших многократное трансгрессивно-регрессивное перемещение бассейна седиментации и, как следствие, определило цикличность в накоплении осадков **[2]**. Присутствие в кварцитах и кварцевых песчаниках терригенных первично-глинистых (серицит, хлоритоид) и карбонатных (анкерит, доломит) примесей обусловлено фациальным фактором. В момент размыва каолинит-латеритной коры выветривания в литоральной зоне бассейна отлагались только кварцевые обломки – продукты верхней, латеритной, части коры выветривания. Затем по мере удаления от области сноса во внутренней зоне шельфа – сублиторали, совместно с кварцевыми обломками и редкими зернами полевого шпата, осаждался глинистый каолинитовый материал – продукт размыва средней, каолинитовой, части коры выветривания. И далее, во внешней зоне шельфа, происходило выпадение карбонатных осадков (анкеритовый цемент). Таким образом, обломочно-кварцевые породы месторождения образовались за счет разрушения и переотложения продуктов высокозрелой коры химического выветривания пород **[3]**.

Немаловажно уточнить, какие породы являлись источником коры выветривания, сформировавшей месторождение. Ответить на этот вопрос достаточно трудно, поскольку селенгинская серия повсеместно ограничена гранитоидами баргузинского и витимканского комплексов. В ближайшем окружении пород селенгинской серии в небольших останцах в гранитоидах этих комплексов присутствуют породы суванихинской и тилимской свит среднепозднерифейского возраста, сложенные различными сланцами, кварцевыми песчаниками, кварцитами, кристаллическими известняками и доломитами. Л.И. Салоп **[1]** эти породы сопоставляет с породами

итанцинской и бурлинской свит. По его данным, суванихинская свита подстилается кварцитами котороконской свиты нижнего протерозоя, итанцинская свита перекрывает гнейсограниты нижнепротерозойского муйского комплекса. Эти породы, по всей вероятности, могли быть «материнскими» при образовании продуктивной коры выветривания, создавшей Черемшанское месторождение кварцитов, а также кварцитов второго и четвертого литоциклов **[2]**.

В связи с отсутствием прецизионных данных по возрасту итанцинской и бурлинской свит нами предпринята попытка определения времени их накопления с помощью палинологического метода, который успешно применяется в регионе для датирования отложений, не содержащих видимых органических остатков **[4]**.

Пробы отобраны из серых доломитов с прослоями углисто-кварц-серицитовых сланцев бурлинской и хлорит-карбонатных, серицит-карбонатных, углисто-серицит-кварцевых сланцев итанцинской свиты (11 проб). Во всех пробах установлены микрофоссилии, представленные миоспорами (высшие растения), акритархами (морской фитопланктон) и хитинозоями (планктон).

Из отложений итанцинской свиты (9 проб) выделен представительный комплекс миоспор. Миоспоры представляют собой дисперсные растительные остатки, полностью сохранившиеся в виде спорополлениновых оболочек, первое появление которых отмечается в силура или девоне. В составе палинокомплекса, кроме транзитных форм (интервалы распространения S-J,S-T, S-P, D-K, D_2-P_1,D_2-K_1), определены миоспоры, встречающиеся только в девоне – карбоне. Среди них преобладают формы, впервые появляющиеся в среднем девоне и распространенные до карбона – *Gravisporitesbasilaris* (Naum.) Pashk., *Geminosporarugosa* (Naum.) Obukh. (D_2-C_2), *G. micrionanifesta* (Naum.) Owens, *G. compacta* (Naum.) Obukh., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *Lophozonotriletes scurrus*Naum. (D-C_1), род *Chelinospora* Allen и *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. (D_2-C_1). Большую часть палинокомплекса составляют виды, встречающиеся в нижнем – среднем девоне: *Archaeozonotrilete signoratus* Naum., *Calyptosporites tener* (Tschibr.) Obukh. var. *concinnus*Tschibr., *Trachitriletes teniformis* Naum. ($D_{1\text{-}2}$), *Grandispora longa* (Arch.) Tschibr. var. *antiguus* Tschibr, *Camarozonotriletes pusillus* Naum., *Apiculatisporis tacatinicus* (Tschibr.) Oshurk., *Knoxisporites polymorphus* (Naum.) Balmeet Hills var. *takatinicus* Tschibr. emend. Arch. (D_1e–D_2ef). Виды *Dibolisporites capitellatus* (Tschibr.) Arch., *Retusotriletes commutatus* Naum. var. *modestus* Tschibr. типичны для эйфельского яруса среднего девона, *Geminospora decora* (Naum.) Arch., *G. vulgata* (Naum.) Arch. var. *angulatus* Tschubr. – для живетского яруса среднего девона, виды *Retusotriletesdubius*Tschibr., *Calyptosporites tener* (Tschibr.) Obukh. характеризуют нижнюю часть живетского яруса, а распространение вида *Apiculiretusispora sterlibaschevensis* (Tschibr.) Arch. ограничивается его нижней частью. Кроме миоспор, в составе комплекса встречены акритархи рода *Leiovalia*Eis., присутствующие в отложениях от венда до карбона.

В палиноспектрах двух проб из бурлинской свиты, кроме форм с широким интервалом распространения (S-J,S-T, D-K, D_2-P_1), встречены девонско-каменноугольные виды – *Geminospora micrionanifesta* (Naum.) Owens, *G. compacta* (Naum.) Obukh. (D_2-C_2), *Archaeozonotrilete svariabilis* Naum. (D_2-C_1) и др. Но основную часть спектров составляют девонские виды *Calyptosporitestener* (Tscjhibr.) Obukh.var. *concinnus*Tschibr., *Trachitriletes teniformis* Naum. ($D_{1\text{-}2}$), *Knoxisporites polymorphus* (Naum.) Balme et Hillsvar. *takatinicus* Tschibr. emend. Arch., *Apicularisporis tacatinicus* (Tschibr.) Oshurk. (D_1e–D_2ef). Виды *Dibolisporites capitellatus* (Tschibr.) Arch., *Retusotriletes commutatus* Naum.var. *modestus* Tschibr. характерны для отложений эйфельского яруса среднего девона, *Calyptosporitestener* (Tschibr.) Obukh. – для нижней части живетского яруса среднего девона.

Кроме того, в отложениях обеих свит найдены хитинозои родов *Conochitina*Eis., *Lagenochitina*Eis., широко распространенных с ордовика до девона.

В составе палиноспектров итанцинской и бурлинской свит преобладают дисперсные миоспоры, принадлежащие риниевым, тримерофитовым, зостеррофилловым (роды *Leiotriletes, Retusotriletes, .Calamospora, Cyclogranisporites, Apiculiretusispora*), прогимноспермовым (археоптерисовым родов Archaeozonotriletes, Geminospora) и папоротникам (роды *Knoxisporites, Stenozonotriletes, Dictyotriletessp., Hymenozonotriletes*).

Состав палиноморф итанцинской и бурлинской свит на данном этапе исследований определяет время накопления их как раннесреднедевонское, в интервале эмского (ранний девон) – начала живетского (средний девон) веков. Присутствие видов, впервые появляющихся в среднем девоне, характерных для живетских отложений и типичного нижнеживетского вида, позволяет предполагать среднедевонский, раннеживетский возраст итанцинской свиты. Время фор-

мирования отложений бурлинской свиты может оказаться, скорее всего, раннесреднедевонским, эмско-эйфельским.

Таким образом, видовой состав миоспор ограничивает время формирования отложений итанцинской и бурлинской свит селенгинской серии в изученном разрезе ранним средним девоном (эмский–живетский века).

Для решения вопроса возраста изученных отложений необходимы дополнительные палинологические исследования осадочно-метаморфических пород не только итанцинской свиты, но и суванихинской, тилимской и котороконской свит с использованием новейших прецизионных методов определения возраста.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-35-00365мол_а).

[1] *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. 515 с.

[2] *Семейкин И.Н., Аюржанаева Д.Ц.* Кварциты Черемшанского месторождения – продукт переотложенной коры химического выветривания пород // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2014. № 6 (49). С. 57–67.

[3] *Аюржанаева Д.Ц., Семейкин И.Н.* Рифейская кора выветривания – источник сноса терригенного материала для формирования кварцитов Черемшанского месторождения // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике: Материалы III всероссийской молодежной научной конференции. Улан-Удэ, 2015. С. 4–8.

[4] *Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 16–17

ЮРСКО-МЕЛОВАЯ ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОЙ КРАЕВОЙ ЧАСТИ ЧАРО-ОЛЕКМИНСКОГО ГЕОБЛОКА АЛДАНСКОГО ЩИТА: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТОВ

О.В. Бобровская[1], А.К. Худолей[1], S. Glorie[2], J. Gillespie[2], G. Jepson[2]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, olesya-bobrovskaya@yandex.ru
[2] Аделаида, Австралия, Университет Аделаиды, stijn.glorie@adelaide.edu.au

В настоящее время активно ведутся исследования эволюции тектонических событий различных регионов Земли методом трекового анализа. Данный метод применяется для реконструкции тектонических событий, скоростей горообразования и объемов денудации горных массивов **[1, 2]**. Апатит – один из минералов, применяемых в трековом датировании. Его особенность заключается в чувствительности трековой системы к изменению температур в диапазоне от 60 до 120 °С, что позволяет фиксировать прогрев и последующую эксгумацию пород до 3–4 км.

Объектом нашего исследования была выбрана территория южной краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита (юго-восточная часть Кодаро-Удоканского прогиба и прилегающая к ней Калаканская тектоническая зона). Данная территория сложена преимущественно терригенными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и прорываемыми габбро-диабазовыми дайками и гранитными интрузиями **[3]**.

Выделение апатита проводилось минералогической группой ИГГД РАН, а аналитическое изучение – в лаборатории университета Аделаиды (Австралия). При интерпретации данных мы исходили из подходов, детально изложенных в работах A.J.W. Gleadow, S. Glorie, P.B. O'Sullivan и других **[4–6]**.

Было отобрано 17 образцов метапесчаников Удоканского комплекса, гранитов Катугинского и Кодарского комплекса и габбро Чинейского комплекса. Все породы относятся к раннему протерозою **[7]**.

Для всех 17 образцов были получены данные трекового возраста, длины треков апатита были определены в 15 из них. Дальнейшая обработка данных проводилась в программах RadialPlotter **[8]** и Hefty **[9]**.

Полученные значения трекового возраста (central age) попадают в интервал от 274 до 58 млн лет со средней ошибкой для образца от ±2 до ±37 млн лет. Корреляция между трековым возрастом образцов и их гипсометрическим расположением отсутствует. Низкие значения величин хи-квадрат (χ^2>0.05), как и низкие величины средних длин треков (<13.3 микрон), свидетельствуют о сложной термической истории изучаемых образцов с несколькими этапами прогрева и охлаждения. Низкие величины средних длин треков также указывают на то, что все образцы находятся в зоне частичного отжига треков и полученные значения трекового возраста не могут напрямую интерпретироваться как возраст термических событий. В то же время на диаграмме центральный возраст – средняя длина треков девять образцов отчетливо располагаются вдоль дугообразной линии («бумеранг» [**4–6**]), указывающей на наличие двух этапов подъема территории. Примерный возраст этих событий можно определить по трековым возрастам популяций апатитов в четырех образцах с наибольшими величинами средних длин треков. В образцах ОВ-15-22 и ОВ-15-23 доминируют популяции с возрастами 183 и 168 млн лет (с небольшой примесью зерен около 90 млн лет). Эти значения ближе всего по возрасту к древнему термическому событию, хотя частичный прогрев образцов позволяет считать, что полученный возраст может быть несколько омоложен; с учетом расположения этих образцов на «бумеранге», возраст древнего события оценивается в 180–190 млн лет. В образцах ОВ-17-07 и ОВ-17-12 доминируют популяции с возрастом около 85 млн лет, что позволяет оценить возраст более молодого события в 80–90 млн лет. Данные по образцам, расположенным вне кривой бумеранга,

свидетельствуют о наличии и более древних термических событий, но из-за сложной термической истории образцов определить возраст этих событий невозможно.

[1] *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с.

[2] *Green P., Duddy I.* AFTA and low temperature thermochronology: the Geotrack approach. Thermo 2014. Chamonix. September 2014. 69 p.

[3] *Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю.* Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408, № 2. С. 223–227.

[4] *Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Green P.F., Hegarty K.A.* Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages // Earth and Planetary Science Letters. 1986. V. 78. P. 245–254.

[5] *Glorie S., Agostino K., Dutch R., Pawley M., Hall J., Danišik M., Evans N.J., Collins A.S.* Thermal history and differential exhumation across the Eastern Musgrave Province, South Australia: Insights from low-temperature thermochronology // Tectonophysics. 2017. V. 703–704. P. 23–41. doi:10.1016/j.tecto.2017.03.003.

[6] *O'Sullivan P.B., Parrish R.R.* The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 132. P. 213–224.

[7] *Макарьев Л.Б., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Пай В.М., Семейкина Л.К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист O-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

[8] *Vermeesch P.* RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots // Radiation Measurements. 2009. V. 44. P. 409–410.

[9] *Ketcham R.A.* Hefty version 1.6.7, program by: Richard A. Ketcham. Apatite to Zircon. Inc. and Richard A. Ketcham, 2009. 65 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 18–20

ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ИНДО-АВСТРАЛИЙСКОЙ И ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТ

М.М. Буслов, А.В. Куликова

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

Главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов **[1]**, представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса **[2–5]**. Один из них, плита Палеоазитского океана, аналог современного Индо-Антлантического сегмента Земли, характеризуется наличием докембрийских 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 повторное объединение блоков в составе Казахстанско-Байкальского континента. Фундамент Казахстанско-Байкальского составного континента сформирован в вендекембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско-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, а также 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.

Казахстанско-Байкальский составной континент (супертеррейн) 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 Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дугой привели к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма и, в целом, к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента. 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 Казахстанско-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 континетальные 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-Саянской 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 **[3–5]**.

В северной части Алтае-Саянской складчатой области широко представлены позднедокембрийско-палеозойские геодинамические комплексы, характеризующие ранние этапы формирования Палеопацифики. К их числу относятся **[2–8]**:

1. Позднедокембрийско-раннеордовикская (тремадокская) Кузнецко-Алтайская островная дуга окраины Сибирского континента. Для ранних стадий (поздний докембрий-ранний кембрий) формирования дуги характерен толеит-бонинитовый тип магматизма, для поздних стадий (кембрий-ранний ордовик) – толеитовый известково-щелочной. В аккреционных клиньях островодужной системы встречаются только фрагменты океанической коры, представленные офиолитами и палеосимаунтами. В современной структуре аккреционно-коллизионный комплекс и турбидиты преддугового прогиба островной дуги перекрыты мощным до многих километров среднеордовикско-раннедевонским осадочным чехлом пассивной окраины и вулканогенно-осадочными образованиями девонской активной окраины и совместно интенсивно нарушенными позднепалеозойскими сдвигами и надвигами.

Фрагменты палеоокеанических островов, офиолиты, олистостромы, турбидиты глубоководного желоба и высокобарические породы (эклогиты, гранатовые амфиболиты) наиболее полно представлены на юго-востоке Горного Алтая в Курайском аккреционном клине. Возраст субдукционных метаморфических пород (эклогитов, гранатовых амфиболитов) определен в пределах 635–600 млн лет, возраст карбонатных пород «шапки» Баратальского палеосимаунта в 600–570 млн лет. В результате аккреции и последующей коллизии палесимаунта с островной дугой произошло заклинивание зоны субдукции и эксгумация (600–540 млн лет) офиолитов и высокобарических пород. Геохронологическое датирование фенгитов, мусковитов, амфиболов, развивающихся по эклогитам, а также мусковитов из гранат-слюдистых бластомилонитов, трассирующих разломные зоны палеосубдукционного канала, соответствует интервалу 600–540 млн лет. Геохронологический возраст цирконов из лав и туфов бонинитов Курайского хребта соответствует интервалу 800–780 млн, что характеризует самый ранний эпизод проявления активной окраины Палеопацифики.

2. Ордовикско-раннедевонская (прагий) пассивная окраина Сибирского континента. Карбонатно-терригенные флишевые отложения достигают мощности 6–8 км. Детритовые цирконы из песчаников различного возрастного уровня характеризуются схожим распределением возрастов цирконов, отвечающих диапазону 530–470 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород Кузнецко-Алтайской островной дуги. В силурийско-раннедевонских отложениях встречаются цирконы с возрастом 470–430 млн лет. Источником их сноса могли быть плюмовые магматические породы Батеневского кряжа и Хакасии. На раннедевонском уровне появляется достаточно многочисленная популяция раннесредненеопротерозойских (904–772 млн лет) и палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов, источником сноса которых могли являться породы Сибирского кратона.

3. Девонская активная окраина Северо-Азиатского континента. Ее формирование связано с заложением зоны субдукции вдоль западной окраины континента (в современных координатах) с постепенным смещением магматического фронта с востока на запад. Комплексы девонской магматической дуги интенсивно нарушены и отделены от аккреционно-субдукционной зоны региональными сдвигами (Северо-Восточным, Иртышским, Чарским, Чингиз-Тарбагатайским и др.). Их фрагменты, в том числе магматической дуги, расположены в Джунгарии.

Таким образом, к числу важных геолого-геодинамических закономерностей, выявленных в Алтае-Саянской складчатой области относятся следующие: 1) широкое развитие для ранних стадий (поздний докембрий) толеит-бонинитового типа магматизма (типа Бонинских островов, Марианской дуги, дуги Тонга), для поздних стадий (кембрий – ранний ордовик) – толеитовый известково-щелочной и редко щелочной магматизм зрелых дуг (типа Японской и Камчатской дуг), 2) пространственное расположение в аккреционных клиньях разновозрастных палеосимаунтов, характеризующих эволюцию мантийных струй, прожигающих литосферу Палеопацифики в венде – раннем ордовике, 3) смена геодинамического режима активной окраины на пассивную окраину в раннем ордовике, 4) проявление на Батеневском кряже и Хакасии внутриплитного ордовикско-раннедевонского магматизма в тыловой части отмершей Кузнецко-Алтай-

ской островодужной системы. Для объяснения перечисленных закономерностей предлагается модель погружения зоны срединно-океанического спрединга и, возможно, мантийной струи в зону субдукции. Данная геодинамическая обстановка характерна для восточной активной окраины Тихого океана. В девоне в зоне сочленения Палеопацифики с Северо-Азиатским континентом возобновилась субдукционная деятельность, которая в результате вращения континента сместилась в сторону современного положения Тихоокеанской активной окраины.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014 и Проекта РФФИ № 17-05-00833.

[1] *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.

[2] *Буслов М.М.* Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 3. С. 641–665.

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

[4] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., и др.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1628.

[5] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1911–1926.

[6] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1381–1403.

[7] *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 182–199.

[8] *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 Reserch. 2002. V. 5. P. 781–800.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 21–23

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ЭФФЕКТ ДАЛЬНЕГО ВОЗДЕЙСТВИЯ КОНВЕРГЕНЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТ

М.М. Буслов, А.В. Травин, М.А. Абилдаева, Е.С. Рубанова

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

Алтае-Санская складчатая область и окружающие территории представляют собой крупную внутриконтинентальную орогенную структуру, проявленную в результате позднепалеозойских внутриконтинентальных деформаций. Причиной орогении является амальгамация Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом в позднем девоне – раннем карбоне, создавших объединенный Северо-Азиатский континент, а также – Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским континентом в позднем карбоне – перми. В результате этого был сформирован Евразийский континент **[1, 2]**. Подтверждающим фактором глобальной амальгамации является широкое распространение позднепалеозойских покровов, которые ассоциируют с одновозрастными крупноамплитудными сдвигами **[2–5]**. Позднепалеозойские деформации выявлены от Чарской зоны Восточного Казахстана, локализующейся внутри Казахстанско-Байкальского составного континента, до Главного Саянского разлома в Восточных Саянах, расположенного по обрамлению Сибирского кратона. В пределах позднепалеозойских структур сохранились фрагменты ранних этапов складчатости. Так, на Горном Алтае позднепалеозойские покровы оконтуривают автохтонную структуру, сложенную фрагментом венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, включающей аккреционные клинья Бийско-Катунской и Курайской зон, покровно-складчатые деформации в которых проявились в позднем докембрии. В свою очередь, древняя покровно-складчатая структура стратиграфически перекрыта мощным (достигающим 15 км) стратифицированным комплексом пород Ануйско-Чуйской зоны. В последней среднекембрийско-раннеордовикские турбидиты преддугового прогиба и ордовикско-раннедевонские осадочные породы пассивной окраины имеют мощность до 8–10 км. Они несогласно перекрываются раннесреднедевонской вулканогенно-осадочной толщей активной окраины мощностью до 3 км. Выше с базальными конгломератами в основании залегают верхнеживетско-франские осадочные породы мощностью более 2 км. Завершает разрез фаменско-визейская моласса мощностью около 750 м, трансгрессивно перекрывающая ранне- и среднедевонские образования. Таким образом, Ануйско-Чуйская зона Горного Алтая является уникальным объектом, в котором запечатлена почти непрерывная геологическая история продолжительностью около 200 млн лет (от 520 до 320 млн лет), характеризующая эволюцию окраинно-континентальных геодинамических комплексов Сибирского континента. Моласса фиксирует крупную позднепалеозойскую складчатость, которая интенсивно проявлена в деформациях краевых частей Ануйско-Чуйской зоны, вблизи ограничивающих их Каимской, Чарышско-Теректинской и Телецко-Курайской покровно-сдвиговых структур **[2]**.

Детритовые цирконы из песчаников различного возрастного уровня ордовикско-раннедевонской пассивной окраины **[2, 6]** характеризуются схожим распределением возрастов, отвечающих преимущественно диапазону 530–470 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород Кузнецко-Алтайской островной дуги. В силурийско-раннедевонских отложениях встречаются также цирконы с возрастом 470–430 млн лет. Источником их сноса могли быть плюмовые магматические породы Батеневского кряжа и Хакасии. На раннедевонском уровне появляется достаточно многочисленная популяция раннесреднеонеопротерозойских (904–772 млн лет) и палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов, источником сноса которых могли являться породы Сибирского кратона. Во многом отличаются популяции цирконов из чермашанской позднекарбоновой молассы Юго-Восточного Алтая, расположенной в основании Телецко-Курайской покровно-сдвиговой структуры. Датировки

обломочных цирконов из внутриформационных песчаников составляют широкий спектр возрастных групп: среднедевонско-раннекарбоновая (401–347 млн лет), позднеордовикско-раннесилурийская (469–429 млн лет), кембрийско-раннеордовикская (541–482 млн лет), раннесредненеопротерозойская (901–774 млн лет), раннепалеопротерозойская (2525–2099 млн лет). Среднедевонско-раннекарбоновые и кембрийско-раннеордовикские цирконы могут быть продуктом разрушения магматических пород соответственно девонско-раннекарбоновой и позднедокембрийско-раннеордовикской активных окраин, широко представленных на Горном Алтае. Позднеордовикско-раннесилурийские цирконы развиты в магматических породах Горного Алтая и в целом в Алтае-Саянской складчатой области, где приурочены к Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне. Все остальные возрастные группы, вероятно, представляют продукты разрушения пород составного Казахстанско-Байкальского континента с типичными для него проявлениями магматических пород раннесредненеопротерозойского и ранне-палеопротерозойского возраста **[2]**. В позднепалеозойское время сформированный Северо-Азиатский континент был интенсивно деформирован под коллизионным воздействием Восточно-Европейского континента и превращен в огромную внутриконтинентальную орогенную структуру, питающую обломочным материалом внутриконтинентальные и окраинно-континентальные моря. В Северной Евразии были сформированы крупные позднекарбоново-пермские угленосные бассейны. Так, в Алтае-Саянской области на юге Сибирского континента они представлены Кузбасским, Горловским и Минусинским угленосными бассейнами. В пределах Казахстанско-Байкальского континента расположены два крупных бассейна – Кендырлыкский и Карагандинский, на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента – Печерский. Отмечается **[7]**, что по распространению неморских двустворок существовала тесная связь между Печерским, Карагандинским и Кендырлыкским бассейнами. Флористические и фаунистические сообщества перечисленных бассейнов указывают на то, что в позднем карбоне – перми Сибирский континент располагался в умеренном климатическом поясе, а Казахстанско-Байкальский и Восточно-Европейский континенты – в тропическом климатическом поясе. Современное положение Печерского бассейна вблизи границы Северного полярного круга свидетельствует о дрейфе Восточно-Европейского континента на север относительно Северо-Азиатского континента, что послужило причиной формирования позднепалеозойских деформаций в Алтае-Саянском регионе и в целом в Центрально-Азиатской складчатой области.

Особенности формирования внутриконтинентальных орогенов выявлены на примере кайнозойской коллизии Индийского континента с Евроазиатским. Показана роль эффекта дальнего распространения деформаций внутрь континента при взаимодействии крупных континентальных плит **[8, 9]**. В результате коллизии были сформированы современные горы Центральной Азии, а также сопутствующие им осадочные бассейны, сдвигонадвиговые структуры и рифты. Современный Центрально-Азиатский горный пояс протягивается более чем на 4000 км от зоны активных деформаций в Гималаях и Тибете (Индия, Южный Китай) на север до Памира и Тянь-Шаня (Киргизия, Узбекистан, Таджикистан, Западный Китай), горных систем Южной Сибири и далее на северо-восток вплоть до Байкальской рифтовой зоны в Восточной Сибири. Формирование кайнозойской структуры Центральной Азии является результатом передачи деформаций от Индо-Евроазиатской коллизии на дальние расстояния по принципу домино через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон **[8]**. В результате сжатия складчатые зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для кайнозойских бассейнов (Таримского, Джунгарского и др.). В мезозое конвергенция между дрейфующими фрагментами Гондваны с активной границей Евразии привела к образованию субдукционно-аккреционных поясов, киммерийской и монголо-охотской внутриконтинентальных орогений **[9]**. Следует предполагать, что позднепалеозойская структура Центральной Азии была сформирована по аналогичному сценарию, но в большем масштабе, так как взаимодействовали тектонические плиты, включающие крупные континентальные массы Восточно-Европейского и Сибирского кратонов, а также Казахстанско-Байкальский составной континент, включающий крупные Гондванские континентальные блоки. Масштабы этих событий еще недостаточно оценены в решении вопросов как роста и деформаций континентальной коры Евразии, так и формирования крупнейших внутри- и окраинно-континентальных и внутриконтинентальных осадочных бассейнов Азии.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН № 0330-2016-0014 и Проекта РФФИ № 17-05-00833).

[1] *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
[2] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1628.
[3] *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.
[4] *Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В.* Проявления позднекарбонового и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // ДАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 496–499.
[5] *Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y. et al.* Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 655–671.
[6] *Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S., Voytishek E.E.* Detrital zircon record of the early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai-Mongolian terrane // Lithos. 2014. V. 233. P. 209–222.
[7] *Бетехтина О.А.* Палеобиогеография неморских двустворок в позднем палеозое. Среда и жизнь в геологическом прошлом // Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 98–107.
[8] *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.* Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430–466.
[9] *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.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 24–25

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВЕРХНЕЯНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.А. Ванин, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Vanin_geo@mail.ru

В Северном Забайкалье в пределах Байкало-Муйской складчатой зоны выделяются как минимум три этапа тектономагматической активизации **[1]**. Их отражением являются многочисленные магматические образования, возраст и геохимическая характеристика которых вызывают неподдельный интерес и многочисленные вопросы у исследователей. К данным образованиям относятся и магматические породы Вернеянского рудного поля, попадающие в Янскую структурно-формационную зону **[1]**.

Нами были исследованы вулканиты аюлиндинской толщи, габбро и плагиограниты таллаинского комплекса, которые, в свою очередь, являются вмещающими породами для золоторудной минерализации, чем и заслуживают еще более пристальное внимание. Контакты между данными магматическими породами резкие, интрузивные. Наиболее древними из них являются вулканиты аюлиндинской свиты, а наиболее молодыми – плагиограниты таллаинского комплекса. Рассматриваемые породы изменены в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Вулканиты аюлиндинской толщи представлены зеленоватыми ортосланцами, а именно: кварц-хлорит-эпидотовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, альбит-кварц-кальцит-хлоритовыми сланцами, андезитовыми порфирами, а также кварц-амфибол-хлорит-эпидотовыми породами. По своим геохимическим особенностям вулканиты соответствуют низкотитанистым, высокожелезистым толеитовым базальтам и разделяются на две геохимические группы, отражающие единый тренд дифференциации. К первой группе отнесены вулканиты с наиболее примитивным составом, отличающиеся высокими значениями mg#=63.0–72.0. Содержание TiO_2=0.5–0.6 мас. %, P_2O_5=0.03–0.04 мас. %, FeO*=9.4–11.0 мас. %. Ко второй группе отнесены вулканиты со значениями mg# 36.7–56.3, TiO_2=1.28–2.31 мас. %, P_2O_5=0.09–0.15 мас. %, FeO*=12.2–16.0 мас. %. Вулканиты двух групп отличаются также и по содержанию в них редкоземельных элементов (сумма РЗЭ=31.0–34.0 г/т для 1-й группы и 68.89–127.89 г/т для 2-й).

На мультиэлементных спектрах, нормированных к примитивной мантии, отмечается наличие отрицательной Nb аномалии (Nb/Nb*=0.32–0.89). Для вулканитов характерно нефракционированное и слабофракционированное распределение РЗЭ ((La/Yb)n=0.62–1.44), а также отсутствие аномалий по Eu (Eu/Eu*=0.78–1.25). Отношения $(Th/La)_{pm}$ составляют в них менее единицы и $(La/Nb)_{pm}$ более единицы. Данные особенности в целом свойственны базальтам островодужной специфики, что подтверждается высокими значениями Ce/Nb (4.85–11.88) и Th/Nb (0.62–1.63). На диаграмме Ce/Nb–Th/Nb **[6]** точки составов вулканитов располагаются в поле островных дуг, указывая на присутствие субдукционного компонента в источнике базальтов.

Габброиды таллаинского комплекса на классификационной диаграмме (Na_2O+K_2O)–SiO_2 **[3]** попадают в поле нормально-щелочных габбро и имеют во многом геохимический состав, схожий с вулканитами второй группы. На диаграмме Al–Fet+Ti–Mg **[2]** попадают в поле высокожелезистых толеитов. Значения mg# варьируются в них от 50.0 до 60.0. Характерными особенностями пород являются низкие содержания Nb=1.9–3.9 г/т. Для габброидов, так же как и для вулканитов, характерно нефракционированное распределение редкоземельных элементов ((La/Yb)n=0.8–0.9), а также отсутствие аномалий по Eu (Eu/Eu*=0.78–0.95). Габброиды обнаруживают значения отношений $(Th/La)_{pm} < 1$ и $(La/Nb)_{pm} > 1$. Отношение Nb/Nb* варьируется в них от 0.8 до 1.6. На диаграмме Ce/Nb–Th/Nb **[6]** точки составов габброидов смещаются от поля островных дуг к точке состава континентальной коры, что свидетельствует о добавлении материала континентальной коры к источнику мантийного расплава субдукционного происхождения.

Гранитоиды таллаинского комплекса на классификационной диаграмме (Na_2O+K_2O)–SiO_2 **[3]** попадают преимущественно в поле нормально-щелочных лейкогранитов. На классификационной диаграмме Ab-An-Or **[4]** точки составов гранитоидов таллаинского комплекса располагаются в поле трондьемитов. Гранитоиды этого комплекса на рассматриваемой территории подразделяются на две фазы. К первой фазе отнесены зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые, реже – мелкозернистые гранитоиды. Основными минералами являются кварц, плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Ко второй фазе отнесены лейкократовые, розовато-серые средне- и крупнозернистые гранитоиды. Основные минералы: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат. Гранитоиды второй фазы имеют резкие, секущие контакты с гранитоидами первой фазы.

Гранитоиды первой фазы характеризуются высокими содержаниями кремнезема (SiO_2=73.4–75.8 %), низкими содержаниями K_2O=1.5–2.2 мас. % при отношении (Na_2O/K_2O= =2.55–4.21). Для них типичны содержания CaO (0.8–1.3 мас. %) и MgO (<0.5 мас. %). Их характерными петрохимическими особенностями являются высокая железистость (FeO*/(FeO*+ +MgO)=0.82–0.85) и высокая глиноземистость ASI>1. Эти гранитоиды обладают низкими концентрациями Y (2.10–3.38), Zr (79–87) и высокими содержаниями Sr (398–572) и Ba (515–1241), умеренной степенью фракционирования лантаноидов ((La/Yb)n=4.6–6.8) и отсутствием Eu аномалии (Eu/Eu*=0.8–2.1).

Гранитоиды второй фазы во многом близки по составу к гранитоидам первой фазы. Они также характеризуются высокой кремнекислотностью (SiO_2=71.7–74.1 мас. %), низкими концентрациями K_2O=1.6–3.6 мас. %, при отношении (Na_2O/K_2O=1.2–4.1). Они также высокоглиноземистые (ASI>1), также имеют низкие содержания Y (3.2–7.0), Zr (80.3–100.0) и высокие содержания Sr (356-686) и Ba (686.0–1315.3). Характеризуются нормальной и хорошей степенью фракционирования лантаноидов ((La/Yb)n=5.4–15.2), Eu аномалия слабовыраженная (Eu/Eu*=0.6–1.7). В целом на мультиэлементных спектрах для гранитоидов первой и второй фаз отмечаются минимумы по Nb и Ti и максимум по Sr, что характрено для островодужных систем. На диаграмме Rb–Y+Nb **[5]** гранитоиды таллаинского комплекса попадают в поле гранитоидов вулканических дуг.

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона, отобранных из габброидов первой фазы таллаинского комплекса и гранитоидов второй фазы таллаинского комплекса, было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург. Первая проба (обр. PR 24, метаморфизованное габбро) была отобрана на водоразделе рек Пр. Иликан и Икачар. Вторая проба (обр. 7010, роговообманковый плагиогранит) была отобрана на водоразделе рек Лев. Иликан и Емку. Рассчитанный конкордантный возраст для метагаббро (обр. PR 24) составил 650±11 млн лет, а для роговообманкового плагиогранита (обр. 7010) – 646.2±3.9 млн лет.

На основании результатов проведенных исследований близковозрастные вулканиты аюлиндинской толщи, габброиды и гранитоиды таллаинского комплекса Верхнеянского рудного поля могут быть объединены в единую вулканоплутоническую ассоциацию. Комплекс геохимических характеристик изученных пород, в совокупности с данными о геологическом строении территории, свидетельствует об островодужной природе изученных образований. Вероятно, на этом этапе совместно с надсубдукционными расплавами произошло и начальное поступление золота в верхние горизонты земной коры, которое в последующем было ремобилизовано и сконцентрировано в золоторудных месторождениях региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 16-35-60033, 16-35-00042) и РНФ (проект № 16-17-10180).

[1] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

[2] *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines Miscellaneous Paper 66. 1976. 22 p.

[3] *Le Maitre R.W.* A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

[4] *O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios // U.S. Geological Survey Professional Paper V. 525B. 1965. P. B79–B84.

[5] *Pearce J.A., Harris N.B. W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.

[6] *Saundres A.D., Norry M.J., Tarney J.* Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // Journal of Petrology. 1988. Special Lithosphere Issue. P. 415–445.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 26–29

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП АКТИВИЗАЦИИ КРАЕВОЙ ОБЛАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК КОНЕЧНАЯ ФАЗА ФОРМИРОВАНИЯ КОВЫКТИНСКОЙ ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

А.Г. Вахромеев[1], И.В. Горлов[2], А.С. Смирнов[2], Н.В. Мисюркеева[2], Г.Я. Шутов[2], А.В. Поспеев[1], А.М. Станевич[1], Г.Г. Шемин[3]

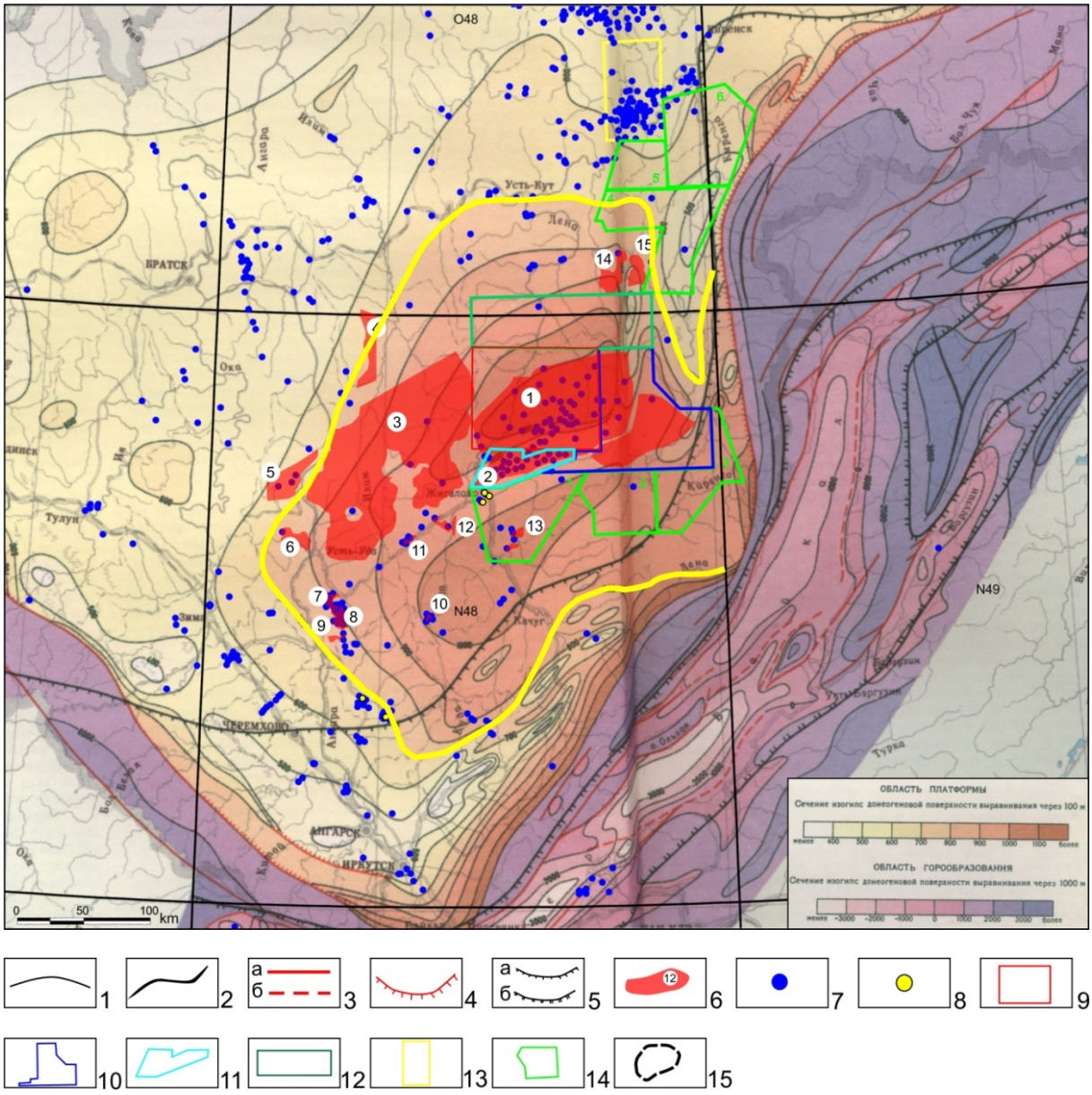
[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, stan@crust.irk.ru
[2] Иркутск, ЗАО Иркутское электроразведочное предприятие
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Контуры Ковыктинской зоны нефтегазонакопления (ЗНГН) **[1–4 и др.]** остаются объектом научной дискуссии. Основные недоразведанные извлекаемые запасы газа сосредоточены в вендском комплексе. По мнению акад. А.Э. Конторовича **[2]**, доразведка уникальных Ковыктинского месторождения Иркутской области и Чаяндинского месторождения Республики Саха (Якутия) позволит прирастить значительные объемы балансовых запасов газа и газового конденсата.

Одним из первых на начальном этапе поисков на Ковыктинском ГКМ было представление об объекте поисковых работ на нефть и газ как о крупном (рисунок) Верхнеленском антиклинальном поднятии **[5]** в восточной части Ангаро-Ленской ступени (АЛС), окаймленном крупными валообразными структурами Жигаловского, Верхоленского и Хандинского валов, разбитом Жигаловским на два блока – южный Тутурский и северный Ковыктинский. Новые данные геологоразведочных работ по месторождению корректно укладываются в эту геолого-структурную модель. Верхнеленское поднятие на юго-западе ограничено Куленгской седловиной, а на востоке – Прибайкальским и Предпатомским региональными прогибами; северо-западное и северное погружения формируют современный моноклинальный склон Ангаро-Ленской ступени. В свою очередь, Ковыктинский блок картируется как серия поднятий (Раздольненский вал) по кровле карбонатного венда. Согласно новым данным сейсмической разведки, прослежена цепочка локальных поднятий от Ковыктинского на север – Оолгинский (Иреньский) вал, Таюрская группа поднятий, которая ограничена с востока Хандинским разломом и валом, с запада депрессией субмеридионального простирания по кровле фундамента по долине р. Лены. Его северная оконечность через седловину соединяется с Усть-Кутским сводом, а южная переходит в Ковыктинское поднятие.

К неотектоническому этапу активизации относят серьезную по масштабам структурную перестройку перикратонных областей Сибирской платформы, в первую очередь ее восточного и юго-восточного борта в связи с формированием Байкальской рифтовой зоны **[6, 7]**. Горообразовательные процессы привели к воздыманию современных Саяно-Байкальской и Байкало-Патомской систем, формированию Байкальской рифтовой зоны, по А.М. Мазукабзову **[6]**. Неотектонический этап характеризуется дальнейшим усложнением структуры южной окраины кратона и является отражением сложных внутриплитных геодинамических условий, вызванных взаимодействием Евразийской, Индостанской и Тихоокеанской литосферных плит. Активизация окраин платформы сопровождалась и блоковыми движениями фундамента в зонах сочленения, и активизацией тангенциальных напряжений, усложнивших структуру Байкало-Патомского шарьяжно-надвигового пояса. В кайнозое сформирована структурная седловина, разделившая перемычкой единый Ангаро-Ленский региональный прогиб на северный Предпатомский и южный Прибайкальский. Область Ковыктинского блока Верхнеленского поднятия хорошо выделяется по данным геоморфологических построений прошлых лет (рисунок) и уверенно синхронизируется с доказанным контуром месторождения в автохтоне, в парфеновском горизонте чорской свиты.

В результате динамического взаимодействия южной части Сибирской платформы и Байкальской горной области создались условия интенсивного горизонтального сжатия **[6, 7]**.



Сопоставление контуров углеводородных месторождений Ангаро-Ленской ступени (НГО) и юга Предпатомского регионального прогиба с контурами Верхнеленского неотектонического поднятия (по Флоренсову, Логачеву, 1947). *1* – изогипсы донеогеновой поверхности выравнивания; *2* – оси сводовых поднятий; *3* – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; *4* – флексуры, осложненные разломами; *5* – внешние границы землетрясений: а – 7 баллов, б – 9 баллов; *6* – месторождения УВ, номер в кружке: 1 – Ковыктинское, 2 – Чиканское, 3 – Ангаро-Ленское, 4 – Ангаро-Илимское, 5 – Левобережное, 6 – Заславское, 7 – Балаганкинское, 8 – Атовское, 9 – Шамановское, 10 – Христофоровское, 11 – Балыхтинское, 12 – Знаменское, 13 – Тутурское, 14 – Нарьягинское, 15 – Таежное; *7* – скважины глубокого бурения; *8* – скважины глубокого бурения с притоком нефти; *9* – Ковыктинский лицензионный участок; *10* – Хандинский лицензионный участок; *11* – Чиканский лицензионный участок; *12* – Южно-Усть-Кутский лицензионный участок; *13* – Северо-Марковский лицензионный участок; 14 – участки недр нераспределенного фонда: 1 – Тутурский, 2 – Нотайский, 3 – Ульканский, 4 – Верхнеульканский, 5 – Казаркинский, 6 – Нижнекиренский; *15* – контур Верхнеленского неотектонического поднятия.

В этой обстановке получили развитие процессы выжимания и выдвижения отдельных блоков. Резкая активизация неотектонических движений привела к значительному (до 500 м) воздыманию Верхнеленского сводового поднятия с дифференциацией его на отдельные блоки. Наиболее раздробленной в пределах свода оказалась верхняя (надсолевая) часть разреза осадочного чехла. Одновременно с этим сформировалась Байкальская раздвиговая впадина, в створе которой был создан обширный фронт повышенных тангенциальных напряжений [**7**].

Тангенциальное давление со стороны Байкальской горной области на положительную краевую структуру обусловило значительное усложнение структуры осадочного чехла и фундамента юго-восточной краевой части платформы **[6, 7]**. Окончательное формирование современного строения ее структурных планов происходило в кайнозое (рисунок) в более активном геодинамическом режиме, чем сопредельных платформенных структур, с участием как вертикальных блоковых, так и тангенциальных послойно-поярусных перемещений крупных аллохтонных пластин осадочного чехла в области влияния краевых горноскладчатых сооружений Байкало-Патомского надвигового пояса **[6]**. Такой режим относят к переходным от активного геосинклинального краевых горноскладчатых областей к эпейрогеническим.

Известно много определений тектонического элемента, соответствующего краевому юго-восточному ограничению Сибирской платформы. И.П. Карасев выделял его в качестве Прибайкало-Ленской синеклизы, С.Л. Арутюнов, В.П. Корчагин и др. **[8]** – в качестве Ангаро-Анабарской антеклизы, многие исследователи (А.Э. Конторович, В.С. Сурков и др.) **[8, 9]** разделили его на две части: северная названа Непско-Ботуобинской антеклизой, а южная – Ангаро-Ленской ступенью (АЛС). По Г.Я. Шутову **[5]**, тектонически это зона единой Ангаро-Ботуобинской антеклизы от Бельского выступа на юге до широты г. Мирного на севере, осложненная по оси крупными сводовыми поднятиями. В работах **[2–4, 8 и др.]** Ковыктинское газоконденсатное месторождение (КГКМ) первоначально локализовано в контурах АЛС, Иркутского нефтегазоносного бассейна. Однако согласно ежегодным данным сейсморазведки и бурения, КГКМ как геологический объект поисков постепенно поступательно увеличивалось в размерах, в плане **[1]**. Контур газоносности КГКМ расширился не только на запад, но на север и восток, пересек принятую геологическую границу Ангаро-Ленской ступени **[2, 4, 8, 10]** как платформенной структуры, и месторождение «ушло» в Предпатомский краевой прогиб **[10]**, что доказано **[1]** бурением и испытанием скважин Хандинского участка.

Геологическая позиция двух месторождений углеводородов – Ковыктинского и Нарьягинского, восточные ограничения которых подтверждены бурением в контурах Предпатомского регионального прогиба, – важный аргумент в пользу авторской версии локализации Ковыктинской ЗНГН в области современного неокайнозойского поднятия (рисунок) как пограничной, в узле сочленения АЛС, и Предпатомского РП **[2, 8, 10]**, и в пользу конечного этапа эволюции нафтидогенеза (ловушки в природных резервуарах автохтона улавливают миграционные потоки УВ как с запада, с АЛС, так и с востока, с Предпатомского прогиба). Другими словами, Ковыктинская ЗНГН расширена на восток за счет юго-западного склона Предпатомского регионального прогиба в зоне сочленения этих региональных тектонических структур.

Локализация месторождений в зоне сочленения двух региональных геологических структур (и двух нефтегазовых областей – типично платформенной и перикратонной) – веское основание к пересмотру модели формирования структурного плана природных резервуаров на заключительном кайнозойском этапе и переформирования залежей УВ. Ранее обоснованный тезис А.Б. Фукса **[11]** о современном периоде формирования термобарических условий пластовых УВ-систем юга Сибирской платформы трактуется значительно шире, в ключе эволюции направлений миграции и окончательных контуров месторождения, которые сформировались в неогее. Анализ геологических материалов ГРР по Ковыктинскому ГКМ и смежным площадям – Нарьягинской, Южно-Устькутской, Ульканской, Нотайской, Чиканской, Тутурской, Знаменской и др. – позволяет утверждать, что Ковыктинская ЗНГН локализована в трех природных мегарезервуарах – рифейском, вендском терригенном и карбонатном и кембрийском карбонатном. Перспективы рифея просматриваются в материалах площадной геофизики – сейсмо- и электроразведки, по которым в Предпатомском РП выделены толщи предположительно рифейских пород с проводящими аномалиями на глубинах от 4.5 до 7.0–8.0 км. Объекты-проводники и их положение в разрезе аналогичны хорошо изученным объектам рифея в Алдано-Амгинской впадине **[9]**, в западной части Сибирской платформы **[9]** и в Ангаро-Котуйском интракратонном прогибе **[9]**. Ускоренная подготовка здесь сырьевой базы для газодобывающей промышленности возможна за счет открытия и разведки газоконденсатных месторождений в пределах общей структуры неотектонического Верхнеленского свода, основного положительного структурного элемента Ангаро-Ленской ступени. По комплексу благоприятных признаков перспектив нефтегазоносности положительно оценена не только центральная часть Ангаро-Ленской ступени, но и зона сочленения ее с краевыми прогибами Предбайкальским и Предпатомским, включая склоны седловины, разделяющей эти краевые прогибы, которые объединены в Ковыктинскую зону нефтегазонакопления.

[1] *Смирнов А.С., Горлов И.В., Яицкий Н.Н. и др.* Интеграция геолого-геофизических данных – путь к созданию достоверной модели Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология нефти и газа. 2016. № 2. С. 56–66.
[2] *Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири*. Вып. 8. Иркутский бассейн / А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. Новосибирск, 1995. 59 с.
[3] *Самсонов В.В., Ларичев А.И.* Перспективные нефтегазоносные комплексы и зоны южной части Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. № 3. С. 1–28.
[4] *Мельников Н.В., Мельников П.Н., Смирнов Е.В.* Зоны нефтегазонакопления в районах проведения геолого-разведочных работ Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 8. С. 1151–1163.
[5] *Шутов Г.Я.* Верхнеленское сводовое поднятие – новый перспективный объект для поисков залежей газа в Ангаро-Ленской НГО // Геология нефти и газа. 1987. № 1. С. 5–9.
[6] *Мазукабзов А.М.* Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003.
[7] *Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.
[8] *Геология нефти и газа Сибирской платформы* / А.С. Анциферов, В.Е. Бакин, И.П. Варламов и др. / Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук. М.: Недра, 1981. 552 с.
[9] *Тектоника нефтегазоносных областей юга Сибирской платформы* / Ред. С.Л. Арутюнов, В.П. Корчагин. М.: Недра, 1982.
[10] *Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы*. Масштаб 1:5000000 / В.С. Старосельцев, Н.В. Мельников, М.П. Гришин и др. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2005, 2012.
[11] *Фукс А.Б.* Пластовые углеводородные системы и продуктивность месторождений южной части Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М., 2000. 34 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 30–32

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

А.А. Вельдемар, Г.М. Вовна

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, veldemar@fegi.ru

Объектом исследования является Гамовский комплекс гранитоидов, расположенный на юго-западе Приморья **[1]**. Гамовский комплекс в тектоническом отношении располагается в юго-западной части Вознесенского террейна (рис. 1). Комплекс представлен диорит-гранодиорит-плагиогранит-гранитной породной ассоциацией, формирующей Гамовский батолит. В исследуемом районе, в силу тектонической нарушенности и перекрытия более поздними образованиями, он обнажается разрозненными фрагментами площадью до 120 км^2. Комплекс прорывает, ороговиковывает, участками гранитизируя, решетниковскую и барабашскую свиты верхней перми и перекрывается верхнетриасовой тальминской толщей **[2]**.

В строении Гамовского гранитоидного батолита выделяются три фазы. Первая – габбро, габбро-диориты и диориты. Вторая – внедрение основного объема магмы с образованием биотит-роговообманковых кварцевых гранодиоритов и плагиогранитов, связанных между собой постепенными переходами. К третьей фазе отнесены дайки и жилы аплитовидных гранитов, лейкогранитов и пегматитов **[2]**.

Были выполнены химические анализы гранитоидов второй и третьей фаз. Породы в основном магнезиальные, высокоглиноземистые, калиево-натриевой серии, образующие ряд гранодиорит – гранит – лейкогранит. Они относятся к известковой и известково-щелочной сериям (рис. 2).

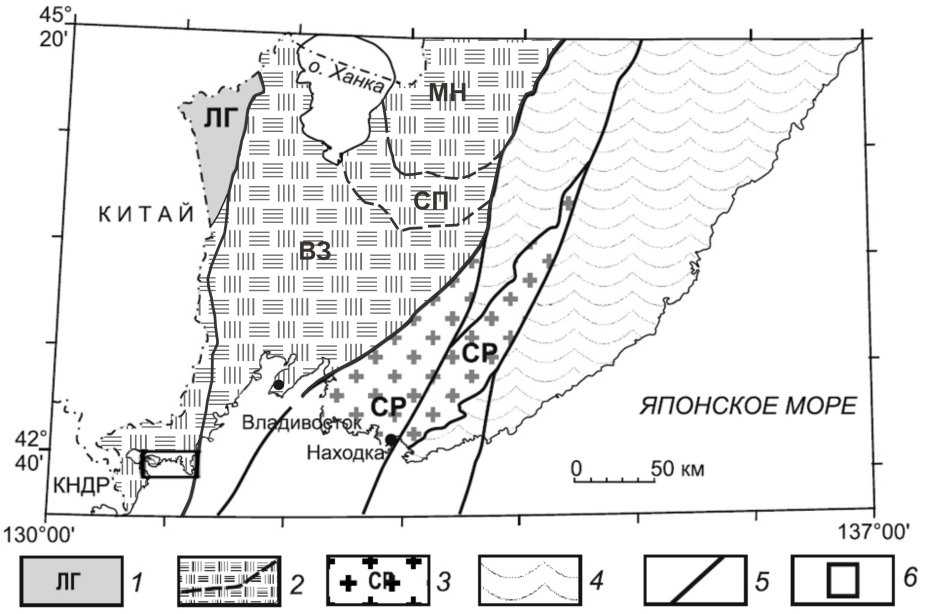


Рис. 1. Схема террейнов Южного Приморья (по [3] с изменениями). *1* – Лаоэлин-Гродековский (ЛГ) позднепалеозойский террейн; *2* – террейны Бурея-Ханкайского раннепалеозойского орогенного пояса: Матвеевско-Нахимовский (МН), Спасский (СП), Вознесенский (ВЗ); *3* – Сергеевский (СР) террейн; *4* – террейны позднемезозойского Сихотэ-Алиньского орогенного пояса; *5* – разломы; *6* – район исследований.

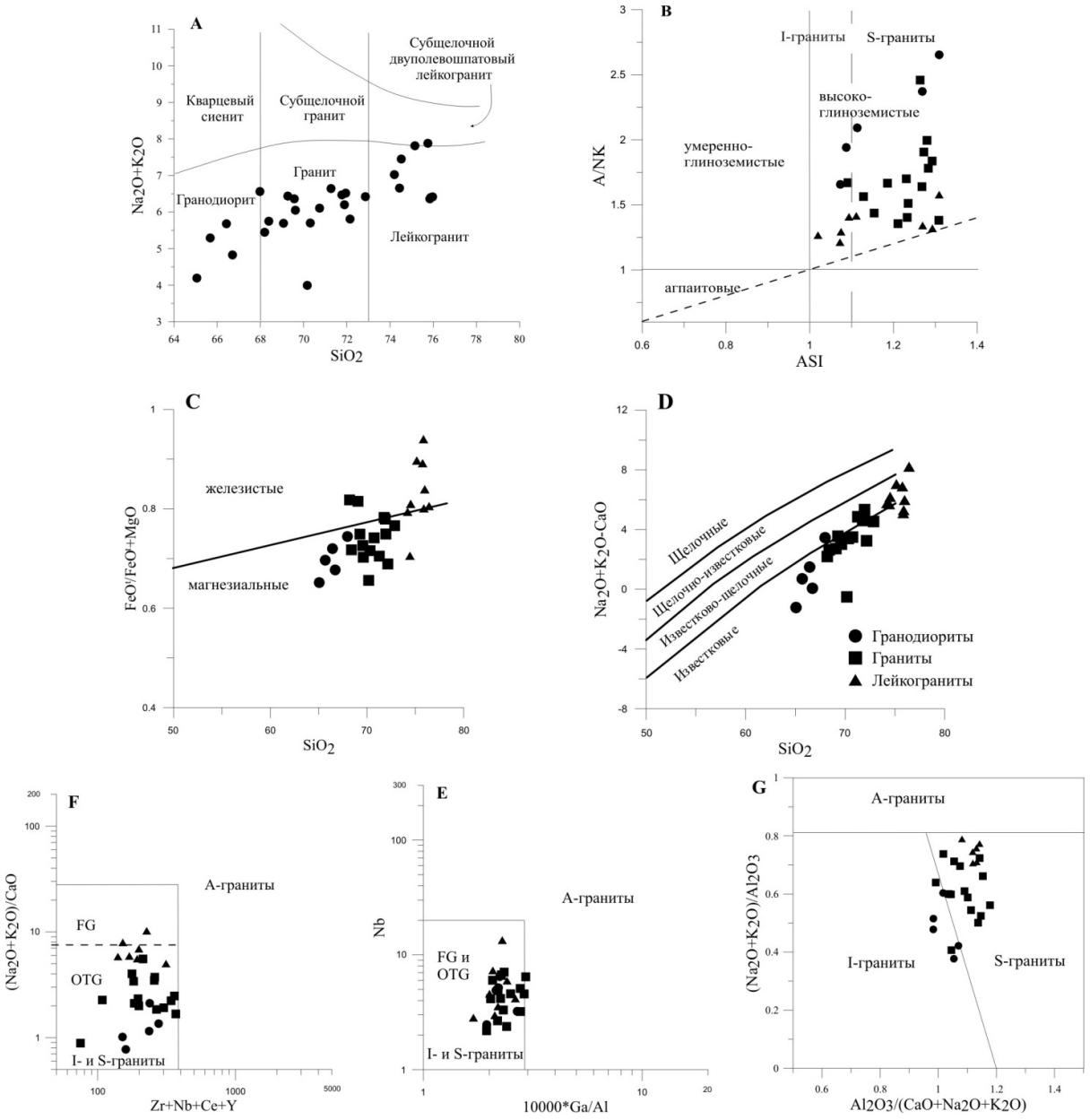


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов Гамовского комплекса. *A* – SiO_2–(Na_2O+K_2O) **[4]**; *B* – ASI–A/NK, где ASI=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO-1.67P_2O_5), A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) **[6]**; *C* – SiO_2–FeO^t/(FeO^t+MgO) **[5]**; *D* – SiO_2–Na_2O+K_2O+CaO **[5]**; *E* – 10000*Ga/Al – Nb **[8]**; *F* – Zr+Nb+Ce+Y – (Na_2O+K_2O)/CaO **[8]**: FG – фракционированные гранитоиды, OTG – нефракционированные гранитоиды; *G* – Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) – (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 **[9]**.

На классификационных диаграммах Уолена **[8]** (рис. 2, *E*, *F*) и Маеда **[9]** (рис. 2, *G*) фигуративные точки гранитоидов гамовского комплекса располагаются в полях S и I типов гранитов.

Постоянное преобладание Na над K и минеральные парагенезисы обусловливают принадлежность комплекса к тоналит-трондьемитовой ассоциации и позволяют сопоставлять его с диорит-гранодиорит-плагиогранитными формациями подвижных областей.

Спектры распределения РЗЭ гранитоидов (рис. 3) характеризуются заметным обогащением легкими РЗЭ $(La/Yb)_N$=2.44–32.92 и присутствием отрицательной Eu аномалии (Eu/Eu*= =0.35–0.84).

Радиологические K/Ar датировки в петротипе (п-ов Гамова), по биотиту и амфиболу соответствуют 251 и 252 млн лет **[2]**. Определения китайских геологов U/Pb методом на сопредельных территориях дают возраст 254 млн лет, что соответствует позднепермскому времени

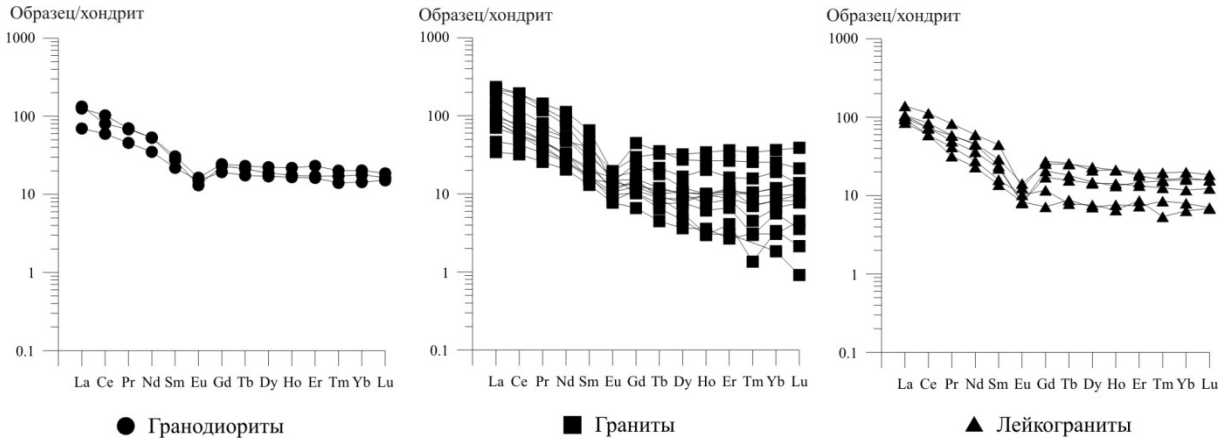


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ в гранитоидах Гамовского комплекса, нормировано по составу хондрита [7].

[2]. Последние U-Pb изотопные исследования цирконов (метод SHRIMP-II) **[3]** установили, что возраст Гамовского массива составляет 260±2 млн лет, что подтверждает ранее полученный позднепермский возраст.

[1] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53) – оз. Ханка. Объяснительная записка / Ред. С.В. Коваленко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 684 с.

[3] *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. С. 2134–2152.

[4] *Богатиков О.А.* Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. Т. 1. 768 с.

[5] *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

[6] *Maniar P., Piccoli P.* Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. V. 101. P. 635–643.

[7] *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.

[8] *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.

[9] *Maeda J.* Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 235–255.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 33–35

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮРСКО-МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

О.С. Верещагин[1], А.К. Худолей[1], В.Б. Ершова[1], А.В. Прокопьев[2], Г.В. Шнейдер[3]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, o.vereshchagin@spbu.ru,
[2] Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
[3] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

В настоящее время датирование обломочных цирконов U-Pb методом является наиболее популярным инструментом для создания палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Тем не менее датирование не дает полной информации о составе источников сноса и для их реконструкции необходимо привлекать дополнительные методы. Один из них – анализ химического состава тяжелых минералов **[1]**. Наиболее чувствительными индикаторами изменения источников сноса являются гранаты и турмалины **[2–4]**.

Основная задача настоящей работы – изучение источников сноса терригенных комплексов юрско-мелового возраста в северной части Восточной Сибири. Анализируемые образцы находятся в трех различных тектонических структурах – в северной части Приверхоянского прогиба, в западной части Енисей-Хатангского прогиба и, главным образом, в наложенной впадине, перекрывающей центральную и северную зоны Таймырско-Североземельского складчато-надвигового пояса. Мощность юрско-меловых толщ изменяется от не менее 7 км в Енисей-Хатангском прогибе до нескольких сотен метров на севере Таймыра.

Изучались распределения U-Pb возрастов обломочных цирконов, а также химический состав обломочных гранатов и турмалинов. Всего было изучено восемь образцов песчаников. Из всех образцов с помощью тяжелых жидкостей и электро-магнитного сепарирования были выделены гранаты, из четырех – турмалин и из трех – цирконы.

U-Pb датирование обломочных цирконов проводили методом LA-ICP-MS (Apatite to Zircon) в трех образцах из отложений нижней–средней юры, верхней юры – нижнего мела и нижнего-верхнего мела.

Количественный элементный микроанализ проводили в РЦ СПбГУ «Геомодель» (аналитик В.В. Шиловских) на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оборудованном рентгеновским энерго-дисперсионным анализатором AZtecEnergy 350 (Oxford Instruments). Условия эксперимента: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 1 нА, время сбора данных 30 с.

Химические формулы турмалинов были рассчитаны на 15 ($Y + Z + T$) катионов с учетом: (1) отсутствия данных о содержании бора и воды и (2) наличия вакансий в X-полиэдре. Электронейтральность формул достигалась путем изменения отношения однозарядных (OH) и двухзарядных анионов $(O)^{2-}$ в V и W позициях, с допущением того, что все железо является двухвалентным.

Химические формулы гранатов рассчитывались на восемь катионов. Содержание Fe^{2+} и Fe^{3+} определяли, исходя из стехиометрии граната. В связи с низким содержанием хрома, химический анализ гранатов пересчитывали на пять миналов: пироп, альмандин, спессартин, гроссуляр и андрадит.

В результате был изучен химический состав 116 турмалинов, 248 гранатов, а также произведено датирование 282 зерен цирконов. Изученные гранаты и турмалины характеризуются гомогенным составом.

Для песчаников нижней–средней юры (44102-VII) характерно наличие одного пика с возрастом около 300 млн лет, на который приходится не менее 70 % всех зерен и резко подчиненного пика с возрастом около 555 млн лет. Цирконы древнее примерно 710 млн лет не обнару-

жены. В образце из верхней юры – нижнего мела (44102-IV) распределение U-Pb возрастов фиксирует основной максимум около примерно 250 млн лет и подчиненный около 535 млн лет при наличии единичных зерен протерозойского возраста. Все выделенные пики соответствуют возрастам гранитов и/или наиболее часто встречаемым возрастам среди обломочных цирконов Северо-Таймырской зоны, указывая на местный источник сноса **[5, 6]**. В образце из нижнего–верхнего мела (18847-I) в интервале 160–280 млн лет фиксируется несколько пиков, но на них приходится не более 40 % всех зерен, тогда как на долю цирконов с палеопротерозойско-архейскими возрастами приходится около 55 % всех зерен. Единственным возможным источником палеопротерозойско-архейских зерен является фундамент Сибирской платформы, что указывает на существенное изменение направления транспорта обломочного материала в раннемеловое время.

Обломочные турмалины принадлежат к щелочной группе, подгруппе гидрокси- турмалинов. Основным катионом в *X* позиции является натрий. Октаэдрические *Y* и *Z* позиции заселены катионами Al, Mg и Fe, что позволяет рассматривать изученные турмалины как члены ряда шерл-дравит. Отношение Mg/(Mg + Fe) меняется от 0.24 до 0.75. Турмалины из нижнеюрских пород характеризуются максимальной изменчивостью химического состава: меняется как состав октаэдрической позиции (от дравита к шерлу), так и *X*-позиции (от дравита к мегнезиофоититу). Турмалины из нижнемеловых отложений характеризуются наибольшей гомогенностью. Вся популяция представлена дравитами с высоким содержанием натрия (≥0.7 ф.к.).

Химический состав турмалинов варьируется в широких переделах и не показывает значимых различий между рассматриваемыми группами образцов. В наиболее часто используемой дискриминационной диаграмме, описывающей генезис турмалинов (тройной график Al-Fe (tot) – Mg; **[7]**), исследованные зерна расположены преимущественно в трех полях: метапеллиты и метапсаммиты, обогащенные или не обогащенные Al-содержащей фазой, а также обогащенные литием гранитоиды и связанные с ними пегматиты и аплиты.

Химический состав гранатов варьируется в широких пределах. Изученные гранаты могут быть разделены на три группы на основании отношений в них Ca/Mn/Fe/Mg. Большинство гранатов из нижнесреднемеловых пород представлено альмандинами со сравнительно небольшой примесью магния (содержание пиропового минала менее 35 %). Эти гранаты практически не содержат кальций и марганец (содержание гроссулярового и спессартинового минала менее 5 %). Вторая группа гранатов из раннесреднемеловых пород также представлена альмандинами, однако в них присутствует в значительном количестве кальций (содержание гроссулярового минала до 40 %) и (содержание спессартинового минала до 50 %). Гранаты, полученные из нижнесреднемеловых пород, представлены значительно обогащенными магнием альмандинами и пиропами (содержание пиропового минала до 70 %) со сравнительно небольшой примесью кальция (содержание гроссулярового минала до 20 %) и незначительной – марганца (содержание спессартинового минала до 5 %).

Источником гранатов альмандинового состава могут быть породы кислого состава (граниты, аплиты, пегматиты), а также среднеметаморфизованные породы (сланцы, гнейсы). Богатые спессартиновым миналом гранаты также могли поступать из кислых пород. Обогащенные пироповым миналом гранаты могли поступать из высокометаморфизованных пород (эклогиты-гранулиты), а также кимберлитов и перидотитов. Таким образом, данные по химическому составу гранатов фиксируют наличие нескольких источников сноса, меняющихся со временем. Наблюдаются значительные различия в составе юрских (гроссуляр-альмандиновых) и меловых (преимущественно пироповых) гранатов. Обнаруженная пироповая ассоциация характерна для Сибирской платформы, что хорошо согласуется с данными по обломочным цирконам.

Минералогические исследования выполнялись при поддержке гранта РНФ 17-17-01171.

[1] *Morton A.C., Hallsworth C.R.* Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // Sedimentary Geology. 1994. V. 90. P. 241–256.

[2] *Kowal-Linka M., Stawikowski W.* Garnet and tourmaline as provenance indicators of terrigenous material in epicontinental carbonates (Middle Triassic, S Poland) // Sedimentary Geology. 2013. V. 291. P. 27–47.

[3] *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. V. 76. P. 45–69.

[4] *Morton A.C., Hallsworth C.R., Chalton B.* Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance // Marine and Petroleum Geology. 2004. V. 21. P. 393–410.

[5] *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 203 с.

[6] *Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Шнейдер Г.В., Андерсен Т., Куллеруд К., Макарьев А.А., Маслов А.В., Колчанов Д.А.* Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из метатерригенных пород фундамента Северо-Карского бассейна // ДАН. 2015. Т. 464, № 4. С. 444–447.

[7] *Henry D.J., Guidotti C.V.* Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // American Mineralogist. 1985. V. 70. P. 1–15.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 36–37

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ БЕЛЕТУЙСКОЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Л.И. Ветлужских, О.Р. Минина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, L_vetla@mail.ru

В пределах Аргунского террейна выделяются Заурулюнгуйский, Газимурский, Калга-Орочинский и Борщовочный блоки. В границах указанных блоков наблюдаются выходы разновозрастных осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных, метаморфических и магматических пород с возрастом от рифея до кайнозоя. Нами были проведены полевые работы в бассейнах рек Верхняя Борзя и Урулюнгуй, которые включали комплексные палеомагнитные, палеонтологические и биостратиграфические исследования. Основные работы проводились по разрезам рифея, венда и кембрия. К рифейским отложениям относятся надаровская свита среднего рифея и верхнерифейская даурская серия в составе урулюнгуйской, дырбылкейской и нортуйской свит. К венду отнесены образования быркинской серии, подразделенной на кличкинскую и белетуйскую свиты. Кембрийские отложения выделены в аргунскую серию, состоящую из нижнекембрийской быстринской свиты и условно нижне-среднекембрийской ерниченской толщи **[1]**. Эти отложения распространены в Газимурском и Калга-Орочинском блоках Аргунского террейна.

Новые данные получены по белетуйской свите. *Белетуйская свита* (V*bl*) развита на обширной территории, охватывающей бассейны рек Урулюнгуй, Верхняя, Средняя и Нижняя Борзя, Уров, Урюмкан, Газимур, верховья рек Борзя и Унда. Она участвует в строении складчатых структур совместно с кличкинской и быстринской свитами или слагает самостоятельные выходы в окружении более древних и молодых образований. Наиболее крупный выход, известный под названием Ушмунское поле, расположен в бассейне среднего течения р. Газимур и в верховьях р. Урюмкан. Цепочка выходов прослежена от района пос. Кличка в северо-восточном направлении в окрестностях поселков Бырка, Кадая, Нерчинский Завод до среднего течения р. Уров и далее. Нижняя часть разреза свиты не сохранилась, так как ни с кличкинской свитой, ни с более древними образованиями она не имеет нормальных контактов. Мощность свиты составляет около 3000 м. Разрез свиты фациально не выдержан. Доминирующие в низах свиты обычно филлитизированные песчаники и алевролиты зеленовато-серого цвета иногда замещаются по простиранию темно-, реже – светло-серыми разностями. В средней части разреза во многих случаях присутствует один или несколько горизонтов доломитов или известняков (например, Тайнинский риф юго-восточнее пос. Газимурский Завод). Вблизи Урюмканского гранитогнейсового купола и на северо-восточном фланге Ишагинского купола в этой части свиты выявлены несколько слоев и линз карбонатных пород, так что местами они составляют до 25–30 % мощности разреза при мощности карбонатоносного горизонта до 400 м (правобережье пади Ильдикан, бассейн пади Хива, низовья пади Кулинда). Выше карбонатного горизонта в большинстве случаев залегают кварцевые и аркозовые песчаники различной зернистости, которые сменяются грубозернистыми песчаниками, гравелитами, переходящими в ненасыщенные мелкогалечно-гравийные конгломераты при снижении роли алевролитовой составляющей в разрезе, которые приурочены к периферии Ишагинского и Урюмканского куполов. Эпизодически в разрезе свиты отмечаются тела (линзы или пласты) внутриформационных конгломератов (стрелка р. Верх. Борзя и пади Ногатуй, окрестности пос. Бырка и др.). Эти выходы расположены в тектонических зонах. Мощность тел конгломератов изменяется от первых метров до сотен метров. В небольшом объеме в верхней части свиты отмечаются вулканогенные образования (базальты и андезибазальты, в различной степени рассланцованные и метаморфизованные, дациты или риолиты, переходящие в туфы, и актинолит-плагиоклазовые сланцы по андезитам), а также туфопесчаники и туфогравелиты. Породы белетуйской свиты повсеместно претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Образования свиты принад-

лежат алевролитово-песчаниковой и алевролитово-кварцево-песчаниковой формациям. Породы верхней части свиты образовались за счет перемыва кор химического выветривания. Их возрастное положение определялось залеганием под фаунистически охарактеризованной быстринской свитой нижнего кембрия **[2]**.

Нами предпринята попытка определения возраста отложений белетуйской свиты палинологическим методом, который успешно применяется для датирования терригенных пород. На палинологический анализ из сланцев свиты по пади Белетуй были отобраны 17 проб (т.н. 204, 209). Во всех пробах (палинолог Л.Н. Неберикутина, Воронежский госуниверситет) установлены палиноморфы, которые представляют собой дисперсные растительные остатки, хорошо сохраняющиеся не в виде фрагментов, а в виде полностью сохранившихся спорополлениновых оболочек в ископаемом состоянии. Эти уникальные объекты являются практически единственной группой ископаемых организмов, позволяющей непосредственно коррелировать разнофациальные разрезы и реконструировать флористические сообщества.

В составе палинокомплекса присутствуют миоспоры (24 таксона, 31 % комплекса), первое появление которых отмечается с силура или девона. Среди них встречены (9 таксонов, 11 %) виды *Trachytriletes minor* Naum., *Stenozonotriletes laevigatus* Naum., *Leiotriletes trivialis* Naum., *Tuberculispora inflata* (Luber) Oshurk., *Lophozonotriletes rarituberculatus* Naum., *L. curvatus* Naum., *Ambitisporites extensus* (Naum.) Oshurk. и роды Tuberculispora Oshurk., Cyclobaculisporites Bhar., распространение которых ограничивается пермью. Около 15 % комплекса составляют формы родов (11 таксонов) *Cirratrisporites* Will. et Goe (C-K), *Entylissa* (Naum.) Pot. et Kr. и *Tetraporina* Naum. (C_1v-K), *Lycospora* (S., W. et B.) Sam. (C-J_2), *Cordaitina* (Sam.) Dobner (C_2-J), *Raistrickia* (S., W. et B.) Pot. et Kr., *Psilohymena* Hart et Harr., *Florinites* S., W. et B., *Euryzonotriletes* Naum. emend. Oshurk. и *Vittatina* (Sam.) Wil. (C-T), впервые появляющиеся в каменноугольных отложениях и распространенные до мезозоя. Распространение палиноморф (14 таксона, 18 %) *Microreticulatisporites nobius* (Wich.) Knox, *Acanthotriletes rectispinus* (Luber) Isch., *Granulatisporites microgranifer* Ibr., *Verrucosisporites torulosus* (Kov.) Luber, *Raitrickia multangula* (Andr.) Oshurk., *Remysporsa psilopterus* Luber. *Vittatina vittifer* (Luber) Luber, *V. striata* (Luber) Luber и род *Torispora* (Balme) Alp. , Doub. et Horst, *Triquitriletes* (Wil. et Goe) Pot. et Kr., *Remysporites* Butt. et Will., *Callisporites* Butt. et Will., *Inaperturopalenites tenuis* (Luber) Oshurk., *Florinites visendus* (Ibr.) S., W. et ограничивается карбоном–пермью. Формы, определяющие возрастной диапазон отложений, составляют 21 %. Из них роды *Cycadopites* Wod. ex Wil. et Web., *Densoisporites* (Weyl. et Kr.), *Tanaeniaesporites* (Leschik) Jans. и виды *Cyclogranisporites osmundae* (Sam.) War., *Cedruites microdyction* War. впервые появляются в перми, а род *Todites* Ser. – в средней перми, а виды *Verrucosisporites scurrus* (Luber) McGr. et Camp., *Granisonospora* cf. *granifera* Luber, *Radizonates ornatus* (Luber) Oshurk., *Azonaletes brunneus* Sauer, *Schizoabicites sedovae* Sauer, *Vittatina dubius* Sauer, *V. elegans* Sauer, *V. vittifer* (Luber) Luber f. *minor* Samoil., V. *striata* (Luber) Luber var. *cribrata* Sam., *V. angusticostata* (Sauer) Oshurk. являются характерными для пермских отложений.

Таким образом, видовой состав палинокомплекса определяет пермское время накопления вмещающих отложений. Присутствие представителей рода *Todites* Ser., появляющегося только со средней перми, может ограничить возрастной диапазон отложений средней пермью.

Таким образом, новые данные ставят вопрос об объеме белетуйской свиты и предполагают вычленение из ее состава терригенных пачек пермского возраста в самостоятельное стратиграфическое подразделение, что требует дополнительных исследований.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-05-01633а).

[1] *Атлас фауны и флоры палеозоя – мезозоя Забайкалья* / А.В. Куриленко, Г.В. Котляр, Н.П. Кульков и др. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.

[2] *Анашкина К.К., Бутин К.С. и др.* Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000. Чита, 1997. 239 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 38–41

АЛЛОХТОН И АВТОХТОН-ФУНДАМЕНТ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОСТРУКТУРЕ ОЛЬХОНСКОЙ СЕРИИ

Н.В. Вилор[1], Ю.А. Давыденко[2], М.С. Шкиря[2]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vilor@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет, geophys@geo.istu.edu

Преобразование и изменения геоструктуры блока Приольхонья неразрывно связаны с его положением в краевом шве между Сибирской платформой и Центрально-Азиатским складчатым поясом (ЦАСП), в контурах проявлений новейшего рифтогенеза Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Исследования проведены с целью изучения структурного положения рудного минерагенеза и геотермального потенциала в зоне динамического влияния Приморского разлома на пересечении с поперечными, трансформными сбросами Сарминско-Ольхонского неограбена **[1]** и современными сейсмодислокациями. Кроме геологической съемки масштаба 1:10000 с геохимическим опробованием и гидрохимическим анализом поверхностных вод, использован метод электропрофилирования ЭМЗ ВП, электротомография по профилям и локально магнитометрическая съемка масштаба 1:10000.

Новая информация по геологии и структуре, полученная при картировании Сарминского блока (рис. 1), выделяет его стратифицированную структуру, взаимодействующую по Приморскому разлому с выступом кратона. Стратификационная схема (таблица) включает кайнозойский осадочный покров в приразломном Кучелгинском грабене **[1]**, деформированный новейшими сейсмодислокациями. Осадочная толща сложена стратиграфическими единицами голоцена, эоплейстоцена – позднего неогена и базальной мел-палеогеновой корой выветривания общей мощностью до 150 м (рис. 2). Кайнозойские осадки перекрывают метаморфический аллохтон, пластину мощностью более 600 м, сложенную тектоническим коллажем ольхонской серии, шарьированную на фундамент-автохтон, вероятный глубинный выступ кратонного субстрата. В аллохтоне представлено сочетание субтеррейнов «Зундук» и «Черноруд» **[2]** с преобладающими биотит-, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами в первом и сходным набором гнейсов в присутствии их гранатовых разностей, слоев и мощного пласта мраморов с телами и мегабудинами амфиболовых пироксенитов – во втором. Вдоль тектонической границы субтеррейнов расположена вертикальная залежь гнейсогранитов и гранодиоритов, прослеживаемая в автохтоне (рис. 2).

В разрезе на северо-западном крыле Приморского разлома доминируют сменяющие зону милонитов и ультрамилонитов серые и осветленные кварциты харгитуйской свиты сарминской серии нижнего протерозоя. В их приразломном разрезе содержится чередование слоев высокоглиноземистых слюдисто-кварцевых сланцев с кианитом, участками сменяемым корундом, и рассеянной вкрапленностью пирротина с силлоподобными, пластовидными телами метадиорит-порфиритов, преобразованных в кварц-плагиоклаз-хлоритовые или актинолит-эпидотовые сланцы, часто с гранатом и вкрапленностью магнетита. На сейсмоактивном разломе между субтеррейнами (см. рис. 1), расположена Сарминская сейсмодислокация **[3]**, выраженная в формах мезорельефа с сезонными восходящими водными источниками. Оползневые отрывы и сейсморвы возникли на ней более 60 лет назад. В геоэлектрическом разрезе данный разлом, как и Приморский разлом, сопровождается зонами пониженных удельных электрических сопротивлений (УЭС), пересекая метаморфические породы аллохтона и на глубине более 600 м ниже поверхности проникая в высокоомный автохтон-фундамент (рис. 2). Новейшие тектонические смещения по сейсмодислокации и ее опереним амплитудой до 20–25 м влияют на распределение близповерхностного стока подземных вод и появление временных водных источников. На глубине 150–200 м ниже поверхности по правому берегу р. Сарма под локальным приразломным высоокомным водоупором сформировался подземный геотермальный водный резервуар

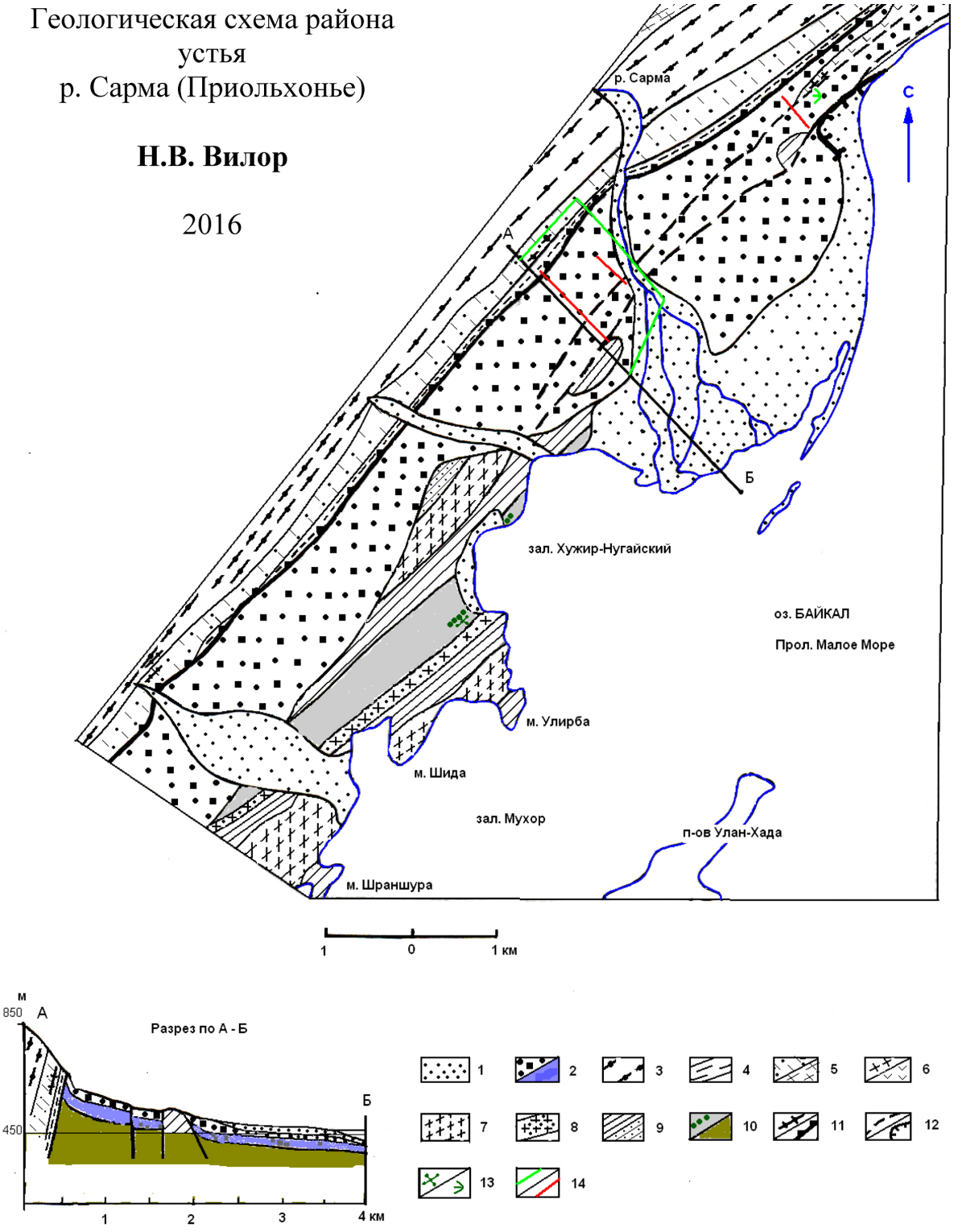


Рис. 1. Геологическая схема района устья р. Сарма (Приольхонье). *1* – современный аллювий; *2*а – пролювиально- коллювиальные отложения на приразломном увале; *2*б – неоген (?). Харанцинская-сасинская свита, озерные литоральные отложения; *3–5* – нижний протерозой: *3* – Приморский комплекс. Разгнейсованные крупнозернистые граниты, *4–5* – сарминская серия: *4* – милониты, слюдисто-кварцевы сланцы с дистеном, *5*а – кварциты, *5*б – рассланцованные гнейсы; *6*а– субщелочные лейкограниты; *6*б – амфиболовые гнейсы, амфиболиты; *7–10* – ольхонская серия: *7* – мигматиты, гнейсограниты, гранито-гнейсы, гранодиориты, *8* – гранит-пегматиты, крупнокристаллические пегматоидные граниты гнейсо-видные, *9*а – переслаивание гнейсов и единичных прослоев мраморов, *9*б – биотитовые гнейсы, мигматиты, *10*а – мраморы с будинами и включениями пироксенитов, амфиболизированных пироксентов, *10*б – фундамент, ольхонская серия; *11*а – силлы и дайки диабазов; *11*б – Приморский разлом; *12*а – сбросы по сейсмодислокации; *12*б – береговой сброс; *13*а – известковистые скарны; *13*б – эпидотизация, окварцевание; *14*а – контур магнитосъемки; *14*б – линии электоропрофилирования.

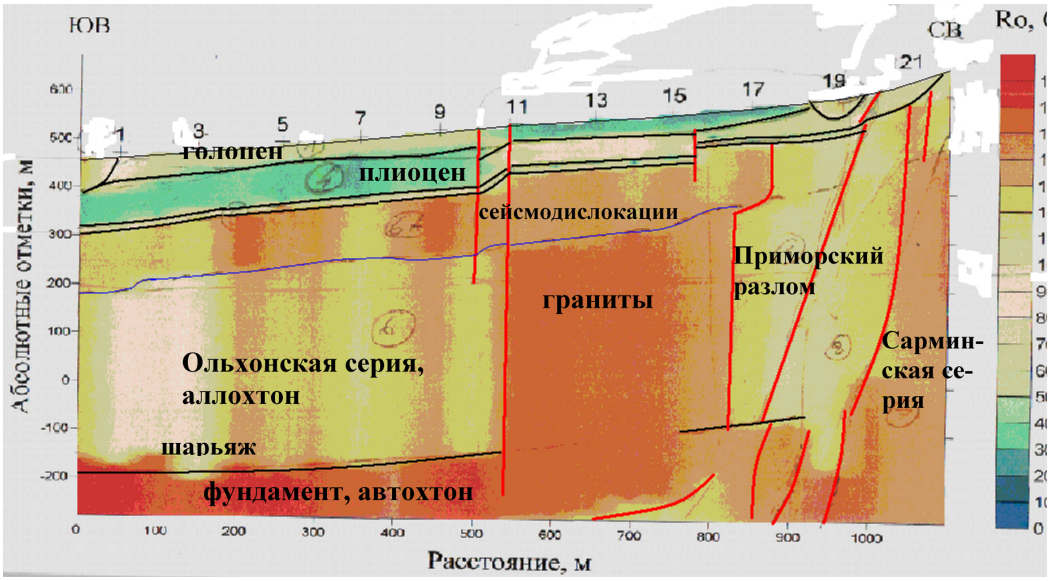


Рис. 2. Геоэлектрический разрез на краевой ступени Сарминского блока.

протяженностью свыше 200 м, мощностью 50 м и более, экранированный к юго-востоку новейшим сместителем. Разломы и трасса сейсмодислокации выделяются зонами отрицательных приращений вертикального вектора магнитного поля Z, устойчивыми до 300–400 м по падению. Интенсивность положительной магнитной аномалии на сульфидной и магнетитовой минерализации в северо-западном крыле Приморского разлома возрастает с глубиной. Значения положительного вертикального вектора магнитного поля на залежи ультрабазитовых мегабудин и крупных фрагментов по контакту пласта мраморов (см. рис. 1) уменьшаются по крутому падению глубже 300 м.

Как результат проведенных исследований, обсуждается вывод об аллохтонной структуре тектонического коллажа Ольхонской серии на Сарминском блоке, слагающего пластину регионального шарьяжа мощностью более 600 м. Полого расслоенный метаморфический ансамбль прорывается гранитами, вероятно, относящимися к герцинидам и ограничивающими возраст этапа «структурного скучивания» низами верхнего палеозоя. Кайнозойский осадочный покров сложен голоценовой аллювиально-пролювиальной формацией, перекрывающей верхнетретичную аллювиально-озерную формацию (харанцинская – сасинская свиты). В тектонической зоне

Стратификационная текстура Сарминского блока Приольхонья

Эра	Система, серия	Свита	Возраст, в т. ч. предполагаемый	Структурное положение	Мощность, м	Литология
кайнозойская	четвертичная	отложения краевой ступени	голоцен	краевая ступень	30–50	аллювий, пролювий глыбово-обломочный
	третичная	харанцинская – сасинская	плиоцен	краевая ступень, Кучелгинскуй грабен	60–80	озерный аллювий, тонкие пески, мелкие галечники
мезокайнозойская	ближе к третичной	кора выветривания	мел-палеоген?	базальное залегание	≤ 50	каолиниты, лимониты, кремни
протерозойская	ольхонская	субтеррейны	нижний протерозой	тектонический коллаж, аллохтон	800–1000	сложный метаморфическ. комплекс
	сарминская	харгитуйская	то же	СЗ крыло Приморского разлома	500–600	кварциты, высокогинозем. сланцы
архейская	Глубинный выступ фундамента Сибирской платформы, автохтон				≥1000	метаморфический комплекс

пересечения Приморского разлома Сарминским трансформным сбросом располагается приразломный подземный резервуар с термальными водами, доступными для технологического освоения.

[1] *Кочнев А.П.* Ольхонский кристаллический комплекс. Проблемы геологии и минералогии приольхонья. Иркутск: Изд-во ИрНИТУ, 2007. 251 с.

[2] *Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В, Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Котов А.Б.* Основные тектонические единицы Ольхонского терррейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 285–287.

[3] *Хромовских В.С.* Сейсмогеология южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 122 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 42–43

ГРАНИТЫ КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСА АТ-БАСТАХСКОГО МАССИВА УДОКАНА: «АНОМАЛЬНЫЕ» МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА И «НОРМАЛЬНЫЕ» ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ

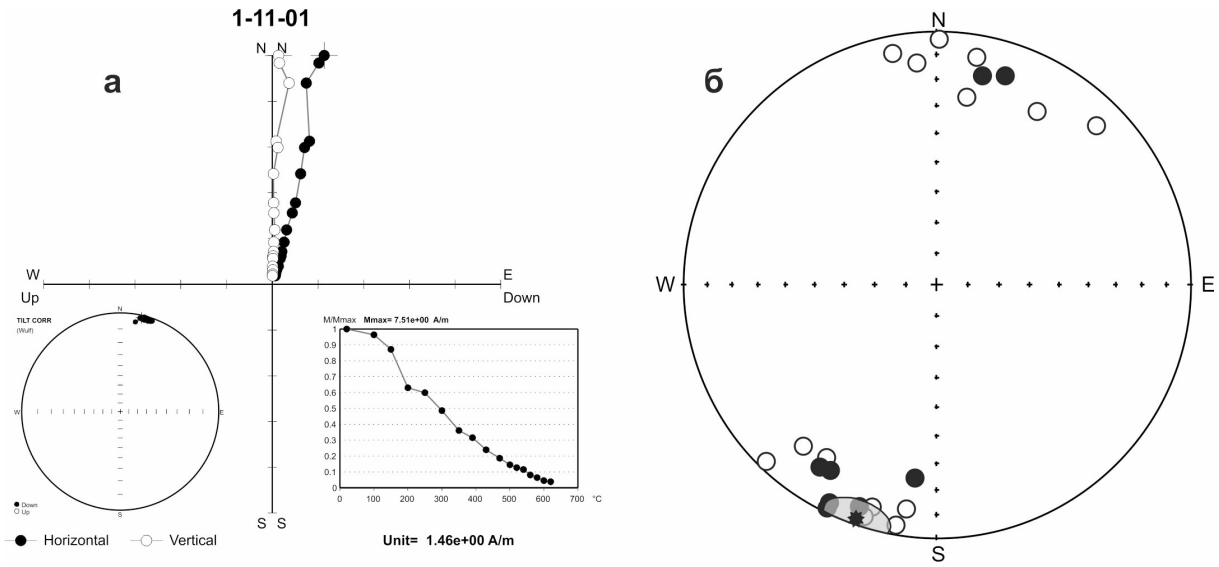
В.Ю. Водовозов[1, 2], А.Р. Зверев[1, 2], Н.А. Афиногенова[3], В.А. Цельмович[3]

[1] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
[2] Москва, Геологический институт РАН, vodo7474@yandex.ru
[3] Борок, Геофизическая обсерватория «Борок» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Представлены результаты комплексного изучения раннепротерозойских гранитов кодарского комплекса крупного Ат-Бастахского массива, выходящего на поверхность на северо-востоке хребта Удокан, на водоразделе левых притоков Хани – Эвонокита и Ат-Бастаха. Сразу оговоримся, что Ат-Бастахский массив мы именуем вслед за авторами объяснительной записки ГГК-200 **[3]**, в статье **[2]** этот же массив назван Ханинским. Гранитный массив имеет в диаметре около 20 км, обладает двухфазным строением: первая фаза – крупнокристаллические биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, вторая фаза – среднекристаллические двуслюдяные граниты. Создает региональную магнитную аномалию **[3]**. По породам первой фазы U/Pb методом по цирконам получена датировка 1873±3 млн лет **[5]**. Обработка уже рекогносцировочной коллекции выявила уникальные магнитные свойства гранитов этого массива – на фоне аномально высоких величин остаточной намагниченности и анизотропии магнитной восприимчивости выделяются характеристические компоненты намагниченности, близкие к известным раннепротерозойским определениям.

С целью палеомагнитного анализа изучено 247 образцов из 25 точек. 175 образцов прошли полную температурную чистку, остальные – чистку переменным полем, результаты разных чисток совпадают. Поведение естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в процессе чистки достаточно простое, на диаграммах Зийдервельда (рисунок, *а*) обычно выделяются две компоненты – низкотемпературная (низкоэрцитивная), зачастую большая по величине, – до 200–250°, и высокотемпературная (высококоэрцитивная), почти всегда характеристическая. Характеристическая компонента может выделяться и на узком интервале от 560–580° до 640°, и на широком от 250–300° вплоть до размагничивания. Примерно в трети образцов в среднетемпературном интервале наблюдаются круги перемагничивания, при расчете среднего направления они использовались совместно с высокотемпературными компонентами, согласно **[6]**. На стереограмме распределение низкотемпературной компоненты хаотичное, высокотемпературные компоненты образуют биполярное распределение (рисунок, *б*), тест обращения положительный γ/γ_c=13.9/15.9 (класс «С» **[7]**). Среднее направление, рассчитанное по 22 сайтам: D=199.0° I=2.6° k=15.7 α_{95}=8.1°, что хорошо коррелирует с направлениями ЕОН других гранитных массивов того же возраста **[1]**. Средний палеомагнитный полюс, рассчитанный по четырем гранитным массивам (Ат-Бастахскому, Ханинскому, Кеменскому и Кодарскому): Plat=–23.9° Plong=98.6° A95=8.8°.

Примерно половина образцов обладает большими величинами остаточной намагниченности в первые единицы и даже десятки А/м и анизотропией магнитной восприимчивости. Для объяснения природы этого явления проведены комплексные исследования, включающие ДТМА, электронную микроскопию, рентгеноструктурный анализ, рентгенотомографию и стрейн-анализ. В результате выделены три генерации магнетита, одна из которых – длинные тонкие зерна, кристаллизовавшаяся на заключительных стадиях остывания по спайности биотита, может отвечать за большую анизотропию. Такие случаи известны, магнетит может образовывать тонкие однодоменные зерна, которые показывают большую величину анизотропии **[4]**. Кроме того, в гранитах обнаружены повышенные содержания РЗЭ – лантана, неодима, церия. Сохранность зерен магнетита хорошая, присутствует небольшое количество ламелей гематита. Результаты проведенного В.Н. Войтенко (СПбГУ) стрейн-анализа по методам Фрая и



Пример поведения образцов в процессе чистки (*а*) и распределение средних направлений высокотемпературных компонент по сайтам на стереограмме (*б*). Звездочкой выделено среднее направление всего распределения с овалом доверия.

Rf/φ’ говорят о малой величине деформации и, вероятнее всего, также отражают минеральную линейность структур течения в гранитах.

В настоящее время проводятся термохронологические исследования с целью определения возраста полученных направлений ЕОН. С учетом возможного омоложения полученный полюс может использоваться для уточнения раннепротерозойской ТКМП Сибири **[5]**, а также дать ответ на вопрос о времени консолидации структуры юга Сибири в раннем протерозое.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-01132).

[1] *Водовозов В.Ю., Зверев А.Р., Филёв Е.А.* Палеомагнетизм раннепротерозойских образований Олёкминского блока Сибирского кратона // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: материалы международной школы-семинара. Ярославль: Филигрань, 2016. С. 23–29.

[2] *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.

[3] *Объяснительная записка* ГГК-200, лист О-51-XXV. М., 1979.

[4] *Шолпо Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1979. 182 с.

[5] *Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu., 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.

[6] *McFadden P.L., McElhinny M.W.* The combined analysis of remagnetization and direct observation in paleomagnetism // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 161–172.

[7] *McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophysical Journal International. 1990. V. 103. P. 725–729.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 44–45

РЕДКИЕ ЛИТОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В СИЕНИТАХ САЙБАРСКОГО МАССИВА МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

А.А. Воронцов, А.С. Тарасюк

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
voront@igc.irk.ru, anton_tarasyuk_89@mail.ru
Иркутск, Иркутский государственный университет

Геологические, петрографические сведения и схема магматизма. Сайбарский массив щелочных сиенитов был обнаружен в 1924 году А.Г. Вологдиным в районе горы Сайбар. Позднее Я.С. Эдельштейном (1932 г.), Г.М. Саранчиной (1940 г.), Э.Е. Федоровым (1948 г.), В.П. Костюком и Э.С. Гулецкой (1967 г.), В.И. Богнибовым с соавторами (1974 г.), А.П. Косоруковым (1981 г.) и другими исследователями с различной степенью детальности охарактеризованы геологическое строение и состав пород массива. В результате этих работ было установлено следующее. Сайбарский массив, так же как и Буровский, Косматый, Высокий, Малотелекский, Байтакский, принадлежит к группе массивов щелочно-сиенитовой ассоциации в горном обрамлении Сыда-Ербинской впадины Минусинского прогиба. Он прорывает кембрийские карбонатно-сланцевые отложения и, по данным большинства исследователей, не имеет достоверно установленных контактов с девонскими вулканитами быскарской серии. По результатам U-Pb датирования цирконов сиенитов **[1]**, возраст массива отвечает позднему ордовику (457±10 млн лет). 90 % площади и, очевидно, основной объем массива занимают *щелочные сиениты*. В них ортоклаз, замещаемый альбитом, резко преобладает над эгирин-авгитом и арфведсонитом. Редко обнаруживаются роговая обманка и биотит. Остальная часть площади массива в равных пропорциях представлена кварцевыми сиенитами и нефелиновыми щелочными сиенитами. *В кварцевых сиенитах* (нордмаркитах) появляется ксеноморфный кварц (до 20 %) в интерстициях между кристаллами ортоклаза. Эти породы связаны с щелочными сиенитами постепенными переходами, но также формируют мелкие секущие тела с эндоконтактовой зоной закалки. По данным Э.Е. Федорова, тела кварцевых сиенитов являются самыми поздними образованиями в Сайбарском массиве. *В щелочных нефелиновых сиенитах* («сайбаритах», по Я.С. Эдельштейну, или тенсбергитах и пуласкитах, по современным петрографическим классификациям) появляется нефелин, кристаллизующийся одновременно с эгирин-авгитом. Эти породы формируют два типа тел среди щелочных сиенитов: 1) дайки протяженностью от 10 до 300 м, 2) «шлиры» диаметром около 20 см и «полосы» протяженностью от 20 до 200 м с переходами в щелочные сиениты. По данным Г.М. Саранчиной, разница между дайками и шлирами только в том, что первые нашли выход и прорвали ранее затвердевшие щелочные сиениты, а вторые закристаллизовались среди них in situ. Геологические взаимоотношения между породами разного состава указывают на эволюцию исходной магмы по двум различным трендам: с накоплением нефелина и с накоплением кварца. Образование всех разновидностей пород было сближено во времени, поскольку между щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами с одной стороны и щелочными сиенитами и кварцевыми сиенитами с другой существуют постепенные переходы.

Петрогенные, редкие литофильные элементы в породах и магматическая эволюция. Составы тенсбергитов и пуласкитов варьируются по кремнезему в диапазоне 54–62 мас. % SiO_2 при сумме щелочей от 12 до 14 мас. % и соответствуют калиево-натриевой ($2>Na_2O/K_2O>1$) серии. Вмещающие их щелочные сиениты обладают меньшей суммой щелочей (9–11 мас. %) при 62–64 мас. % SiO_2. Кварцевые сиениты по уровню щелочности близки к щелочным сиенитам, но содержат больше SiO_2 (до 69 мас. %). В то же время породы всех фаз обогащены в десять раз и более некоторыми редкими литофильными элементами по сравнению со средним составом континентальной коры. Так, содержания Rb в них достигают 365 г/т, Zr – 1530 г/т, Nb – 83 г/т, Hf – 40 г/т, Ta – 4.4 г/т, Th – 30 г/т, U – 14 г/т. Кварцевый сиенит с высоким содержани-

ем SiO_2 характеризуется минимальной среди всех пород концентрацией Zr и Hf, и фигуративная точка его состава смещена в сторону составов модельных анатектических гранитов с высокими отношениями Th/La и пониженными Zr и Hf. Во всех разновидностях сиенитов наблюдаются широкие вариации суммы редкоземельных элементов (∑REE). При фракционировании нефелин-нормативных магм увеличение ∑REE сопровождается увеличением $(La/Yb)_n$. В кварц-нормативной серии величина $(La/Yb)_n$ не меняется и форма спектра нормированного распределения REE близка к спектру валового состава континентальной коры (за исключением слабовыраженного европиевого минимума). Подобное поведение некогерентных литофильных элементов подтверждает два разных тренда дифференциации исходного расплава: «нефелин-сиенитового» (коэффициент агпаитности >1), при котором низкого содержания кремнезема оказывается недостаточно для формирования альбита и вместо него появляется нефелин, и «гранитного» (коэффициент агпаитности <1) с возникновением альбита и свободного кремнезема в виде кварца. Для оценки состава источников плавления был изучен изотопный состав кислорода в полевых шпатах интрузивных пород Сайбарского массива. В полевых шпатах щелочных и кварцевых сиенитов наблюдаются более высокие содержания тяжелого изотопа кислорода ($\delta^{18}O$ 9.3–10.6 ‰) по сравнению со щелочными нефелиновыми сиенитами ($\delta^{18}O$ 6.3–8.2 ‰). Резкие отличия кварц- и нефелин-нормативных пород указывают на различные механизмы их формирования и состав источников. Вероятно, при формировании кварц-нормативных сиенитов дифференциация с накоплением кварца сопровождалась добавкой в область магмообразования расплавов корового происхождения. Состав исходного расплава пока оценить не представляется возможным.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-05-0018), Интеграционного проекта СО РАН II. 2П/IX. 124-3 и научной школы «Химическая геодинамика» НШ 9638.2016.5.

[1] *Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П.* Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 1. С. 106–108.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 46–48

ИСТОЧНИК СЕРЫ СУЛЬФИДНЫХ РУД В АРХЕЙСКИХ ТОЛЩАХ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО МУЛЬТИИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

С.В. Высоцкий[1], А.В. Игнатьев[1], Т.А. Веливецкая[1], В.И. Левицкий[2], И.В. Левицкий[2], А.С. Мехоношин[2]

[1] Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, vysotskiy@fegi.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Масс-независимое фракционирование изотопов серы является отличительной особенностью раннедокембрийских осадочных пород и отражает процессы, работающие исключительно в поверхностных (атмосферных) условиях. Эффект масс-независимого фракционирования изотопов серы является химически законсервированным трассером, который указывает на вовлечение коровой серы в рудообразование. В данном исследовании мы используем масс-независимое фракционирование изотопов серы для оценки бюджета серы сульфидных месторождений. Если источник серы имел мантийную природу, он должен иметь зависящие от массы соотношения изотопов $\Delta^{33}S$. Если $\Delta^{33}S \neq 0$, это указывает на привнос серы, прошедшей цикл атмосферных преобразований, т.е. на влияние осадочных пород.

В юго-западной части Сибирского кратона расположен выход на поверхность древнего фундамента, известный как Шарыжалгайское краевое поднятие **[1]**. По совокупности структурно-вещественных характеристик и степени метаморфизма наиболее древние комплексы Шарыжалгайского выступа фундамента объединены в шарыжалгайскую и китойскую серии архейского возраста **[2]**. В них выделяются: ранняя группа – изохимически метаморфизованные породы гранулитовой фации (метамагматические (двупироксеновые плагиосланцы и плагиогнейсы) и метаосадочные (низко-, умеренно- и высокоглиноземистые сланцы и гнейсы, мраморы)); поздняя – аллохимические продукты их ультраметаморфических преобразований (мигматиты и граниты), а также метасоматиты, сформированные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций **[3]**.

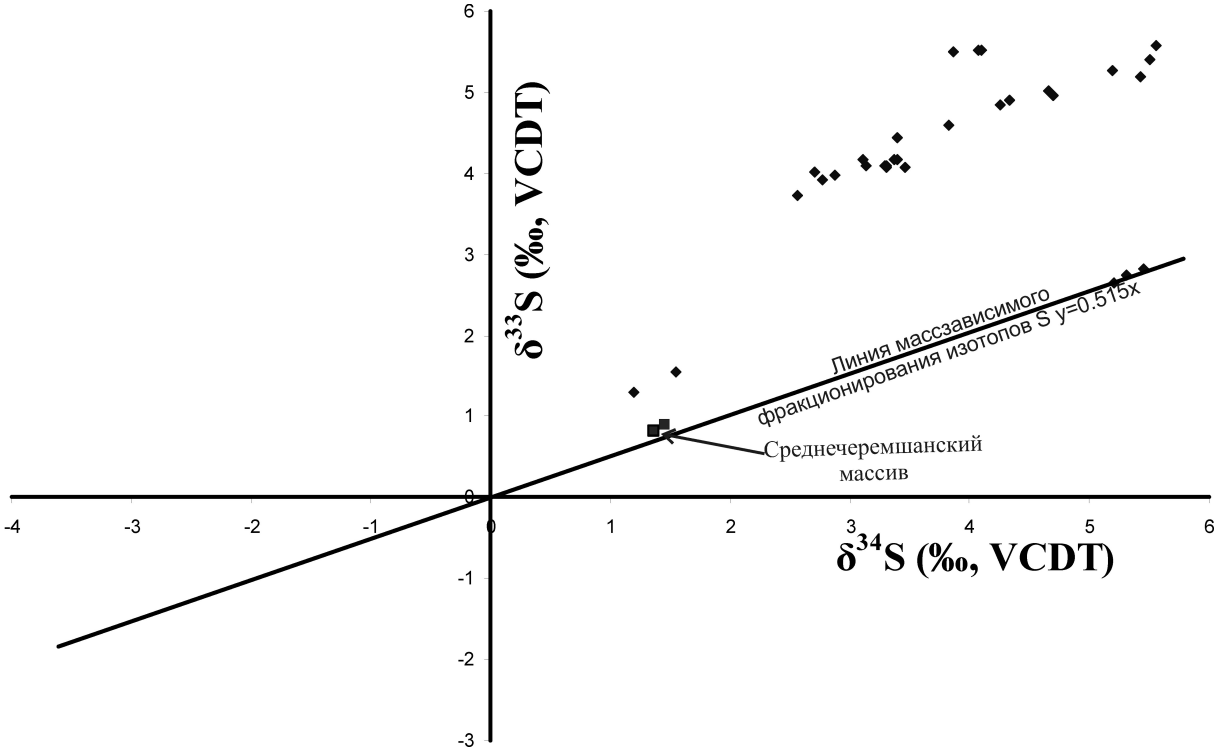
В конце 80-х – начале 90-х годов прошлого века Ангарской ГРЭ ГГП «Иркутскгеология» были проведены поисково-картировочные работы на территории развития образований черемшанской толщи шарыжалгайского комплекса в верховьях р. Черемшанка, правого притока р. Китой. В процессе работ было пробурено несколько скважин, вскрывших разрез черемшанской толщи на глубину более 500 м и обнаруживших пирит-пирротиновое вкрапленно-прожилковое оруденение. Керн из этих скважин и послужил основой для проведенных исследований.

Черемшанская толща в районе исследований сложена гнейсами различного состава – биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми, переслаивающимися с амфиболитами, линзами и горизонтами мраморов, кальцифиров. Встречаются горизонты амфибол-биотитовых, двупироксеновых и биотит-гиперстеновых кристаллосланцев, кордиеритовых гнейсов. Считается, что по химическому составу гнейсы черемшанской толщи соответствуют глинистым породам монтмориллонитового состава, а также базитам **[4]**. Первичные породы были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, с наложенным регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации. Кроме того, они испытали ультраметаморфизм, мигматизацию в связи с формированием позднеархейских мигматит-гранитов китойского комплекса.

Здесь же находится мезопротерозойский (1258±5 млн лет) Среднечеремшанский слабодифференцированный плагиоперидотит-габброноритовый дайкообразный массив, содержащий вкрапленные пирротин-пентландитовые руды **[5]**.

Нами были проведены исследования образцов сульфидных минералов из пород черемшанской толщи и Среднечеремшанского плагиоперидотит-габброноритового массива.

Для анализа изотопного состава серы включений сульфидов был использован оригинальный локальный фемтосекундный лазерный метод **[6]**.



Состав изотопов серы в сульфидах из пород черемшанской толщи и Среднечеремшанского массива.

Сульфидные минералы из пород черемшанской толщи характеризуются относительно небольшим диапазоном вариаций величин $\delta^{34}S$ (от +0.76 до +6.3 ‰), большей частью концентрируясь в интервале $+2.5 < \delta^{34}S < +5.5$ ‰. Положительные значения $\delta^{34}S$ обычно интерпретируют как вовлечение в рудный процесс серы осадочных сульфатов **[7]**. Для колчеданных руд такие значения объясняются смешением серы, выщелоченной при растворении магматических сульфидов (δ34S≈0 ‰) из пород океанической коры и редукции сульфатов (δ34S≈+21 ‰) морской воды **[8]**. В целом, для сульфидных руд гидротермальных систем современных океанов характерен относительно узкий интервал изменения $0 < \delta^{34}S < +6$‰ **[9]**.

Однако для архейских сульфидных месторождений существует еще один фактор, указывающий на участие в процессе рудообразования серы, прошедшей цикл поверхностных преобразований. Это масс-независимое фракционирование ^{33}S. Наши данные показывают, что большинство исследованных образцов из черемшанской толщи содержат следы масс-независимого фракционирования изотопов серы (рисунок).

Это указывает на то, что в образовании сульфидных минералов данных пород и месторождений принимала участие осадочная сера. Считается, что при фотохимической диссоциации SO_2 в бескислородной атмосфере формируются аэрозоли S_0 с положительными значениями $\Delta^{33}S$ и H_2SO_4, с отрицательными значениями $\Delta^{33}S$. В процессе осадконакопления отрицательные значения $\Delta^{33}S$ в сульфидах формируются при восстановлении сульфата морской воды, а положительные значения в сульфидах образуются при участии элементарной серы S_0. Большинство пород черемшанской толщи имеют положительные значения $\Delta^{33}S$, и лишь несколько образцов содержат отрицательные $\Delta^{33}S$, т.е. в образовании сульфидов пород черемшанской толщи принимала участие преимущественно атомарная сера. Положительные значения $\Delta^{33}S$ могут служить дополнительным геохимическим маркером для идентификации черемшанской толщи.

Геохимические особенности черемшанской толщи оказали влияние и на более поздние магматические образования. Анализ магматогенных сульфидов Среднечеремшанского плагиоперидотит-габброноритового массива показал, что в них присутствует сера, прошедшая атмосферное преобразование. Сера сульфидов по величине $\delta^{34}S$ (1.3–1.5 ‰) соответствует мантийному источнику, однако $\Delta^{33}S \neq 0$. Значения $\Delta^{33}S$ в интервале 0.11–0.14 ‰ свидетельствуют о том, что магма массива ассимилировала вмещающие породы черемшанской толщи. Этот факт пока-

зывает, что геохимические особенности фундамента могут играть определенную роль в более поздних геологических процессах.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 15-05-00740 и № 17-05-00469.

[1] *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

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

[3] *Петрова З.И., Левицкий В.И.* Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

[4] *Галимова Т.Ф., Пермяков С.А., Бобровский В.Т., Пашкова А.Г., Бормоткина Л.А., Поваринцева С.А., Матвейчук А.А., Намолова М.М., Садриев В.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48 – Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 574 с.

[5] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469. doi:10.1038/NGEO2700.

[6] *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.

[7] *Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.

[8] *Гричук Д.В., Леин А.Ю.* Эволюция океанской гидротермальной системы и изотопный состав сульфидов // ДАН. 1991. Т. 318, № 2. С. 422–425.

[9] *Butler I.B., Fallick A.E., Nesbitt R.W.* Mineralogy, sulphur isotope geochemistry and the development of sulphide structures at the Broken Spur hydrothermal vent site, 29°10’N, Mid-Atlantic Ridge // Journal of the Geological Society. 1998. V. 155. P. 773–785.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 49–51

МИКРОКОНТИНЕНТ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

А.С. Гибшер

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, anatoly.gibsher@yandex.ru

Идея выделения микроконтинентов в Центрально-Азиатском подвижном поясе как «…элементов структуры складчато-покровного пояса с кристаллическим фундаментом…» **[2]** стала формироваться еще в прошлом веке – Тувино-Монгольский **[5]**, Боксон-Хубсугульско-Дзабханский **[1]**, Хамардабан-Гарганский **[14]** и другие микроконтиненты. Современные данные по региональной геологии сняли многие вопросы по стратиграфии, структуре и времени проявления тектономагматических событий, происходивших в позднем докембрии и раннем палеозое в Центральной Азии. Это дало возможность перечисленные выше крупные массивы объединить в единый домен – микроконтинент, включив в его состав верхнедокембрийские и нижнепалеозойские структурно-вещественные комплексы Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории, Горного и Монгольского Алтая.

Микроконтинент (назовем его пока Центрально-Азиатским – ЦАМ) ограничен с юго-запада и юга (в современных координатах) венд-кембрийской островодужной системой (вулканические дуги, преддуговые и задуговые окраинные бассейны), протяженность которой только по сохранившимся фрагментам от Красноярского водохранилища России до аймачного центра Баянхонгор Монголии превышает 2000 км, что сопоставимо с современными островодужными системами **[15, 16]**. Островодужный пояс окаймляется позднекембрийско-раннеордовикским поясом мощных терригенных толщ турбидитовых фэнов подножья континентального склона микроконтинета. С северо-востока (в современных координатах) микроконтинент граничит по Главному Саянскому разлому с Сибирской платформой. Юго-восточным ограничением микроконтинента являются (в современной структуре) Баянхонгорский и Джидинский офиолитовые пояса и черносланцевые неопротерозойско-эдиакарские толщи окраиноморского осадочного бассейна.

Неопротерозойский фундамент микроконтинента представлен кристаллическими породами Канского, Шарыжалгайского, Гарганского, Тарбагатайского и Байдарикского массивов (2650 – 1830 Ма) и более молодыми (до 850 Ма) составными частями ювенильной и коровой природы **[9]**. Промежуточный этаж выполнен рифтогенным комплексом вулканоплутонических и осадочных формаций кувайской, сархойской и дзабханской серий (до 755 Ма **[11]**) и орогенной молассой формации Хасагту Юго-Западной Монголии **[12]** и ее аналогами в других регионах микроконтинента. Осадочный чехол выполнен карбонатными и терригенными отложениями эдиакарско-среднекембрийского возраста.

Одним из ключевых регионов в такой «сборке» стал Сангиленский массив и его обрамление. Он представляет собой сегмент окраинно-континентальной части Центрально-Азиатского микроконтинента, сопряженного с Агардагским геосутурным фрагментом сочленения с островодужной системой. Массив выполнен гнейсами и кристаллическими сланцами тесхемской серии, возраст осадконакопления которой не древнее 700 Ма (Эрзинский метаморфический комплекс по **[7, 8]**). Осадочные протолиты тесхемской серии являются стратиграфическим аналогом формации Хасагту Дзабханской структурно-формационной зоны Западной Монголии **[12]**. Серия с перерывом и корой выветривания перекрыта эдиакарской карбонатно-терригенной сангиленской серией и раннекембрийскими терригенными и карбонатными толщами хопсугской и ходаляхской серий, на которых с несогласием залегает орогенная моласса шурмакской и пучукской толщ позднекембрийско-раннеордовикского возраста, фиксирующая начало орогенного (аккреционно-коллизионного) этапа тектогенеза Центрально-Азиатского складчатого пояса.

После того как стало ясно, что нарынская свита сангиленской серии и мраморы дербинской серии Восточного Саяна по хемостратиграфическим характеристикам изотопии стронция

и углерода **[4, 6]** соответствуют венду и являются стратиграфическими аналогами цаганоломской свиты Западной Монголии **[13, 18]** и айлыгской свиты Шишхид-Билинского междуречья, можно говорить о целом поясе вендского карбонатного осадконакопления окраинно-континентального бассейна Центрально-Азиатского микроконтинента. В поздневендско-раннекембрийское время на окраине микроконтинента режим пассивной окраины сменился активным – стала закладываться и развиваться островодужная система **[3]**. Дальнейшая позднекембрийско-раннеордовикская аккреция островодужной системы привела к орогении с мантийно-коровым магматизмом и метаморфизмом и формированию покровно-складчатой структуры композитного микроконтинента.

Остаются два вопроса: 1) положение Центрально-Монгольского микроконтинента по отношению к Сибирской платформе; 2) природа ордовикского высокоградиентного метаморфизма столь протяженного пояса.

В качестве обсуждения этих вопросов предлагаю варианты решения. По первому вопросу – палеобиогеография раннего кембрия указывает на то, что трилобитовые и археоциатовые сообщества и биохории запада Сибирской платформы и Центрально-Монгольского микроконтинента весьма близки по родовому и особенно видовому составу **[10]**. Палеомагнитные данные **[17]** не противоречат этому заключению, т.е. микроконтинент в кембрии был достаточно тесно связан с Сибирской платформой, если не являлся (что тоже возможно) ее частью. По второму вопросу – какая масштабная геологическая структура может быть столь протяженным «тепловым источником» высокотемпературного малоглубинного метаморфизма в ордовике? Ответ – это либо зона задугового спрединга, субдуцированная под окраину микроконтинента, либо спрединговая зона срединно-океанического хребта (андийско-кордильерская ситуация).

[1] *Беличенко В.Г., Боос Р.Г.* Эволюция земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы в палеозое // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). Новосибирск: Наука. СО, 1988. С. 91–126.

[2] *Борукаев Ч.Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 69 с.

[3] *Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.И., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* Поздневендский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1179–1185.

[4] *Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Ножкин А.Д., Азимов П.Я., Каурова О.К.* Изотопный состав Pb, Sr, O и C в метакарбонатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хемостратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24, № 1. С. 3–22.

[5] *Ильин А.В.* О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. Труды НИИЗарубежгеология. Вып. 22. М.: Недра, 1971. С. 67–73.

[6] *Каныгина Н.А.* Изотопный состав Sr и C карбонатных отложений нарынской свиты Западного Сангилена. Новосибирск: НГУ, 2016. 64 с.

[7] *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Кирзонова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 174–190.

[8] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В.* Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 3–25.

[9] *Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др.* Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 445–464.

[10] *Репина Л.Н.* Палеобиогеография раннекембрийских морей по трилобитам // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. Новосибирск, 1985. С. 5–15.

[11] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2008. Т. 420, № 3. С. 375–381.

[12] *Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al.* Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: The backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // American Journal Science. 2016. V. 316. P. 1–63.

[13] *Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A.* Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic – Early Cambrian of southwest Mongolia // Geological Magazine. 1996. V. 133. P. 445–485.

[14] *Gibsher A., Izokh A., Khain E.* Pre-Middle Ordovician structure of Tuva-Mongolian segment of Central-Asian Fold Belt // Terra Nova. 1991. V. 3. P. 17–19.

[15] *Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A.* The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstruction // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 329–358.

[16] *Khomentovsky V.V., Gibsher A.S.* The Neoproterozoic – Lower Cambrian in northern Gobi-Altay, western Mongolia: regional setting, lithostratigraphy and biostratigraphy // Geological Magazine. 1996. V. 133. P. 371–390.

[17] *Levashova N.M., Meert J.G., Gibsher A.S., Grice W.C., Bazhenov M.L.* The origin of microcontinents in the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Precambrian Research. 2011. V. 185. P. 37–54.

[18] *Shields G.A., Brasier M.D., Stille P., Dorjnamjaa D.I.* Factors contributing to high $\delta^{13}C$ values in Cryogenian limestones of western Mongolia // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 196. P. 99–111.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 52–53

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КИРГИЗИЯ)

А.С. Гибшер, В.П. Мокрушников, М.Н. Крук, Е.И. Николенко

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
anatoly.gibsher@yandex.ru, viktorm@igm.nsc.ru, kruk.krista1996@yandex.ru, nevgeny@gmail.com

Современная геологическая структура Среднего Тянь-Шаня (Киргизия) – крупного блока земной коры, который ограничен с севера «линией Николаева», с юга – Атбаши-Иныльчекским, с запада – Таласо-Ферганским разломом, достаточно сложна, поэтому новые факты и наблюдения по региональной геологии будут весьма актуальны. Что касается стратиграфии верхнего докембрия региона, где уже сложилась традиционная схема расчленения, корреляции и датирования возраста региональных стратонов (свит) **[1]**, а также остались нерешенные вопросы, будет полезной новая информация, позволяющая снять ряд таких вопросов, например в отношении тиллитов и тиллоидов в основании джетымтауской свиты венда.

На правобережье р. Куйлю (правый приток р. Сары-Джаз) ниже устья руч. Кара-Тер диамиктитовый горизонт имеет четырехчленное строение. А – нижний диамиктит, неполной мощностью 100 м – это действительно тиллиты. Главные признаки – утюгообразная форма многих камней, борозды и царапины на их поверхностях, хаотический характер расположения камней в глинистом матриксе, разнообразие камней по размерам и составу. Нижний контакт, к сожалению, не вскрыт. Б – средний элемент – толща «мусорных» песчаников и алевролитов мощностью 60 м. В – второй уровень диамиктитов мощностью 70 м – это преимущественно дропстоуны карбонатных камней в глинисто-карбонатном матриксе. Верхняя часть дропстоунов сильно ожелезнена и лимонитизирована. Г – последний элемент – кэпкарбонаты (слой лимонитизированных известняков) мощностью 1.5 м. Вышележащий разрез представлен черными полосчатыми филлитовыми сланцами джетымтауской свиты.

В левом борту р. Оттук (правый приток р. Сары-Джаз) ниже устья руч. Кашка-Суу на верхнерифейских гранитоидах с размывом залегают: а) конгломераты и дресвяники – 7 м; б) серые полосчатые алевролиты и черные аргиллиты – 28 м; в) диамиктиты – преимущественно дропстоуны гляциальной природы – 35 м; г) серые филлитовые алевропесчаники и черные алевролиты и аргиллиты – 30 м; д) массивные светлые прокварцованные доломиты (Салаватовский маркирующий горизонт) – кэпкарбонаты – 55 м; е) черные и серые полосчатые филлитовые сланцы – 55 м; ж) черные массивно-слоистые фтаниты (кремнисто-углеродистые породы) – 25 м; з) пестрые малиново-зеленые полосчатые карбонатно-глинистые отложения. Слои а–д отвечают нижней подсвите джетымтауской свиты и соответствуют диамиктитовому горизонту и кэпкарбонатам разреза р. Куйлю.

В разрезе перевала Ченашу (хр. Терскей-Ала-Тоо) в дорожной срезке обнажаются лиловые туффиты и светло-розовые лапиллевые туфобрекчии джергалачской свиты. На них без видимого перерыва залегают карбонатные диамиктиты – преимущественно дропстоуны гляциальной природы – 15 м, которые сменяются светлыми плитчатыми доломитами (кэпкарбонат) – 10 м. Выше отмечается переслаивание черных известняков и светлых доломитов – 55 м. В кровле доломитовой пачки ярко выражены древние карстобрекчии – кавернозные с жиодами кальцита и кварца калькаренитыи и обломочные карбонаты, переотложенные доломиты и известняки самой пачки. Слои в и г отвечают «Салаватовскому» маркирующему горизонту разреза р. Оттук.

Наличие древней поверхности карстообразования свидетельствует о субаэральной обстановке и перерыве в осадконакоплении. Это очень важный элемент в стратиграфической последовательности вендских отложений. Аналогичный перерыв наблюдается между тиллитами «Аксай» каршибактинской свиты низов венда и фосфоритами чулектауской свиты низов кембрия в хр. Мал. Каратау в Казахстане **[2]**. Имеет смысл диамиктитовый горизонт Среднего

Тянь-Шаня перевести в самостоятельное стратиграфическое подразделение (Окктайскую свиту), отделив ее от остальной части джетымтауской свиты. Разрез перевала Ченашу очень близок по стратиграфической последовательности разрезу хр. Таласского Ала-Тоо (Киргизия), где курганская (вулканогенно-осадочная) свита с перерывом подстилает конуртобинскую (тиллиты) свиту нижнего венда. Такая корреляция позволяет говорить о ранневендском возрасте Оттукского гляциального горизонта и о позднерифейском возрасте (740 Ма **[2]**) джергалачских туфов – стратиграфического аналога курганской свиты хребтов Малый Каратау и Талассий Ала-Тоо.

[1] *Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Мезгин И.А., Усманов И.А.* Металлогения углеродистых отложений Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2015. 203 с.

[2] *Meert J.G., Gibsher A.S., Levashova N.M., Grice W.C., Kamenov G.D., Ryabinin A.B.* Glaciation and ~770 Ma Ediacara (?) Fossils from the Lesser Karatau microcontinent, Kazakhstan // Gondwana Research. 2011. V. 19. P. 867–880.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 54–56

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (~1350–1340 МЛН ЛЕТ) ДАЙКОВЫЕ РОИ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Д.П. Гладкочуб[1], Т.В. Донская[1], Р.Е. Эрнст[2, 3], С.А. Писаревский[4], А.М. Мазукабзов[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru
[2] Ottawa, Canada, Department of Earth Sciences, Carleton University, Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com
[3] Томск, Томский государственный университет, геолого-географический факультет
[4] Perth, Australia, The Institute for Geoscience Research (TIGeR), Department of Applied Geology, Curtin University, Sergei.Pisarevskiy@curtin.edu.au

Магматические комплексы и свидетельства крупных тектонических перестроек на интервале времени от позднего палеопротерозоя (1.70 млрд лет) до позднего неопротерозоя (0.72 млрд лет) крайне ограниченно представлены на площади древних кратонов, что позволило ряду авторов рассматривать данный отрезок геологической истории как «период глобальной неопределенности» (или Super Gap) **[1, 2]**, «скучный миллиард лет» (boring billion) **[3]** или как «Землю среднего возраста» (Earth's middle age) **[4]**. Большая часть данного загадочного интервала соответствует мезопротерозою.

На площади Сибирского кратона в настоящее время известно лишь несколько магматических комплексов, мезопротерозойский возраст которых подтвержден надежными геохронологическими датировками. За исключением даек и силлов, локализованных в пределах восточного фланга кратона в рифейских разрезах Сетте-Дабана (1339±54 млн лет **[5]** и 1005–974 млн лет **[6]**), интрузивные комплексы этого возрастного интервала известны и в северных областях Сибирского кратона: базитовые дайки Анабарского щита (1513±51 **[7]** и 1503±5 млн лет **[8]**), базитовые интрузии Оленекского выступа (1473±24 млн лет **[9, 10]**) и Уджинского авлакогена (1074±11 млн лет **[11]**). До недавнего времени на юге Сибирского кратона магматические комплексы мезопротерозойского возраста были неизвестны.

Однако за последние три года были получены доказательства мезопротерозойского возраста для двух дайковых роев, располагающихся на южном фланге Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона, а именно в береговых обнажениях западного побережья оз. Байкал в районе пос. Листвянка (рой «Листвянка») и в ~15 км к северу – северо-востоку от пос. Большое Голоустное (рой «Голоустная»). В районе пос. Листвянка отмечается одна крупная, мощностью около 30 м, и несколько более мелких базитовых даек. Дайки имеют северное – северо-восточное простирание (10–20°) и крутые углы падения. Установлено, что возраст долерита, отобранного из крупной дайки (U-Pb метод по бадделеиту и циркону), составляет 1350±6 млн лет **[12]**. Дайковый рой «Голоустная» включает в себя более десяти даек, имеющих преимущественно субмеридиональное простирание, крутые углы падения и мощность от 3 до 15 м. Возраст долерита одной из даек (U-Pb метод по бадделеиту) составляет 1338±3 млн лет **[13]**.

По химическому составу долериты дайковых роев «Листвянка» и «Голоустная» соответствуют базальтам нормальной щелочности (Na_2O+K_2O=2.2–3.9 мас. %). Породы представляют собой дифференцированные разности (mg#=36–54), принадлежат к толеитовой серии (FeO*/MgO=1.8–3.7) и характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (1.6–3.5 мас. %) и P_2O_5 (0.2–0.7 мас. %). На мультиэлементных спектрах отмечается хорошо выраженная положительная аномалия по Nb-Ta, что позволяет сопоставлять долериты с OIB. Индикаторные геохимические отношения несовместимых элементов, такие как Th/Ta, Zr/Nb, Nb/Y, Zr/Y, также указывают на близость составов долеритов базальтам типа OIB и позволяют связывать их формирование с плюмовым источником **[14]**. Геохимические характеристики долеритов могут свидетельствовать о их формировании в условиях внутриконтинентального растяжения, связанного с

активностью мезопротерозойского мантийного плюма. Долериты дайковых роев «Листвянка» и «Голоустная» имеют близкие к нулю значения $\varepsilon_{Nd}(T)$, варьирующиеся от –0.5 до +1.5.

Изученные дайки, по-видимому, являются частью мезопротерозойской крупной магматической провинции (LIP) **[15]**, в которую, кроме дайковых роев Сибирского кратона, входили близкие по составу и возрасту базитовые дайковые рои северной части Канадского щита: островов Виктория (1353±2 млн лет) и Девон (1337±2 млн лет) **[13]**. Ранее при рассмотрении упомянутых выше дайковых роев северной части Канадского щита высказывалось предположение о том, что некоторая разница в возрасте (~ 1350 и 1340 млн лет) латерально разнесенных между собой на расстояние около 2000 км дайковых роев могла быть обусловлена миграцией плюма в южном направлении под литосферой этого кратонного блока **[16]**.

Результаты, полученные по южному флангу Сибирского кратона, а также пространственное расположение рассматриваемых здесь дайковых роев не противоречат этой гипотезе и позволяют предположить, что центр плюма располагался под северной частью Канадского щита, в то время как южный фланг Сибирского кратона находился над его периферией. Следует отметить, что внедрение этих дайковых роев отражает, по-видимому, начальные этапы внутриконтинентального рифтогенеза, завершившегося на стадии абортированного рифта. Отсутствие мезопротерозойских осадочных толщ на обоих кратонах в полях развития изученных дайковых роев свидетельствует о том, что это растяжение не привело ни к раскрытию внутри Сибирского и Североамериканского кратонов сколько-нибудь значимых рифтогенных бассейнов, ни к отделению этих древних кратонов, спаянных в структуре суперконтинента Колумбия **[12, 17]**, друг от друга. Последнее предположение подтверждается не только межкратонными корреляциями пиков эндогенной активности, вплоть до позднего неопротерозоя **[12]**, но и палеогеографическими реконструкциями, построенными на основе палеомагнитных данных **[18]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 16-05-00642).

[1] *Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М.* Период глобальной неопределенности (белое пятно) в докембрийской истории юга Сибирского кратона и проблема транспротерозойского суперконтинента // ДАН. 2008. Т. 421, № 2. С. 424–429.

[2] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M.* A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences. 2010. V. 310. P. 812–825.

[3] *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.

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

[5] *Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.I., Rublev A.G., Sergeev S.A., Matukov D.I., Lyahnitskaya O.Yu.* Mesoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for a Laurentian connection // Society for Sedimentary Geology Special Publication. 2007. V. 86. P. 209–226.

[6] *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I.* U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164. P. 409–420.

[7] *Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э.* Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия // ДАН. 2006. Т. 410, № 6. С. 775–779.

[8] *Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D.* Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // Journal of Geology. 2000. V. 108. P. 381–401.

[9] *Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M.* Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 256–266.

[10] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р.Е., Станевич А.М.* Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 856–873.

[11] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А.* Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // ДАН. 2009. Т. 425, № 5. С. 642–648.

[12] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.* Long-

lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. 2016. V. 9. P. 464–469.
[13] *Ernst R.E., Gladkochub D.P., Hamilton M.A., Kamo S.L., Denyszyn S., Okrugin A.V., Söderlund U.* Newly recognized 1353–1338 Ma LIP of Siberia and formerly connected Northern Laurentia: speculative implications for the Voisey's Bay ore deposit // Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. 5th International Conference. Irkutsk: IG SB RAS, 2015. P. 25–27.
[14] *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
[15] *Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Carnwall, UK: Cambridge University Press, 2014. 654 p.
[16] *Amelin Y., Li C., Naldrett A.J.* Geochronology of the Voisey's Bay complex Labrador Canada by precise U-Pb dating of co-existing baddeleyite zircon and apatite // Lithos. 1999. V. 47. P. 33–51.
[17] *Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 449. P. 118–126.
[18] *Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J.* Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 353–354. P. 145–155.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 57–58

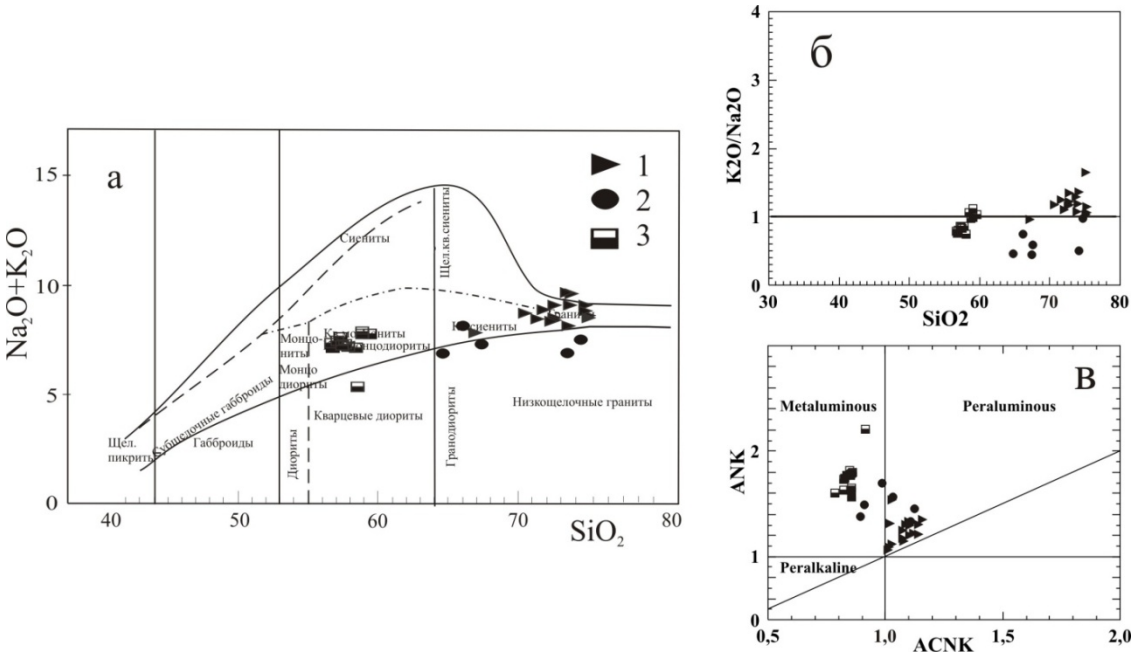
ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Т.А. Гонегер, Н.А. Доронина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, vetluga-work@mail.ru

На территории Западного Забайкалья широко распространены различные по возрасту и составу интрузивные породы, среди них особое внимание привлекают гранитоиды, образование которых происходило в позднепалеозойский этап развития территории в связи со становлением Ангаро-Витимского батолита, а также с формированием трансрегионального Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса **[3–5]**. Цель данной работы – изучение состава гранитоидов северо-западной части Витимского плоскогорья, выявление геохимических особенностей и определение возраста их формирования. Проведенные петролого-геохимические исследования гранитоидов бассейна р. Большой Амалат (ручей Анакит), р. Талой и верховья р. Усой северо-западной части Витимского плоскогорья позволили охарактеризовать следующие массивы.

Анакитский массив расположен в метаморфических породах талалинской свиты неопротерозоя, на правобережье р. Большой Амалат. По своему составу неоднороден. Представляет собой серию пород нормального и субщелочного ряда от диоритов до кварцевых монцонитов и кварцевых монцодиоритов (рисунок, *а*). Ar^{39}-Ar^{40} методом установлен возраст кварцевых монцодиоритов (278.7±2.5 млн лет). Эти данные указывают и на близость по времени формирования с монцонитами Хасуртинского массива бассейна р. Курба (283.7±5.3 млн лет) Ангаро-Витимского гранитоидного батолита **[3]**.



Петрохимические диаграммы: *а* – отношения SiO_2–(Na_2O+K_2O); *б* – SiO_2–(K_2O/Na_2O); *в* – ANK/ ACNK (по Минару и Пиколи, 1989). Цифры на диаграмме – гранитоиды: *1* –Усойский массив, *2* – Андреевский массив (по руч. Илькохта), *3* – Анакитский массив.

Усойский массив, расположен на водоразделе ручьев Верхний Аунакит и Ендода. По вещественному составу отличается от пород Анакитского массива, сложен порфировидными биотитовыми гранитами. С западной границы вмещающими для гранитоидов являются доломитовые мраморы, прорванные потоками риолитов. Северной границей интрузии служит разломная зона шириной 400 м, за которой обнажаются туфопесчаники точерской свиты позднего девона **[1]**. U-Pb изотопный возраст гранитов по отобранному из них циркону составляет 288±2 млн лет **[2]**. Кроме того, был опробован гранитоидный массив, рассматриваемый автором как Андреевский. Массив располагается в бассейне р. Талой (руч. Андреевский и руч. Илькохта), сложен диоритами, гранодиоритами и гранитами. Возраст данного массива по результатам геологосъемочных работ считается нижнепалеозойским. Отобранные автором на возраст пробы находятся в работе.

Изучение петрохимического состава массивов гранитоидов показало, что по содержанию суммы щелочей (Na_2O+K_2O) данные гранитоиды располагаются в поле субщелочных пород, в некоторой степени отклоняясь в сторону гранитов нормальной и низкой щелочности. Гранитоиды Усойского массива попадают в поле пералюминиевых пород, индекс ASI>1, а гранитоиды Анакитского массива лежат в поле металюминиевых пород, индекс ASI (насыщенность алюминием)<1. Для пород Андреевского массива индекс ASI изменяется в пределах от 0.89 до 1.20 (рисунок, *в*). Величина отношения K_2O/Na_2O варьируется от 0.7 до 1.2 в кварцевых монцонитах и монцодиоритах Анакитского массива, в гранитах Усойского массива >1, а в гранодиоритах и гранитах Андреевского массива <1 (рисунок, *б*). Тренды нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в гранитоидах выражают дефицит тяжелых по отношению к легким, при этом Eu аномалия выражена слабо. На мультиэлементных диаграммах породы Анакитского и Андреевского массивов обогащены Ba и содержат пониженные значения Nb, Ta, Rb,Y и Yb.

Таким образом, несмотря на близкое время образования массивов, по вещественному составу отмечаются существенные различия. В целом, полученные новые петрогеохимические данные подтверждают существующие представления о широком распространении позднепалеозойских гранитоидов на территории Западного Забайкалья **[1, 5]**.

[1] *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.

[2] *Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Голионко Б.Г.* Геология Багдаринского района (Витимское нагорье, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. Т. 2. С. 31–35.

[3] *Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.

[4] *Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П.* Этапы формирования и источники щелочно-гранитного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 351–380.

[5] *Hegner E., Gordienko I.V., Iaccheri L.M.* On the origin of the Late Paleozoic Selenga-Vitim magmatic belt, Transbaikalia // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: implications for continental growth and intracontinental deformation. IGCP Project 480. Ulaanbaatar, 2006. P. 51–53.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 59–61

ХЭНТЭЙ-ДАУРСКАЯ АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА (ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ, МАГМАТИЗМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ)

И.В. Гордиенко[1], О.Р. Минина[1], Л.И. Ветлужских[1], А.Л. Елбаев[1], О. Томуртогоо[2], Д. Одгэрэл[2], Я. Ариунчимэг[2]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru
[2] Улан-Батор, Монголия, Институт палеонтологии и геологии МАН, tt@igmr.mas.as.mn

Монголо-Охотский пояс представляет коллаж разновозрастных террейнов различной геодинамической природы. Он сформировался на месте Монголо-Охотского океанического бассейна, который начал раскрываться в позднем ордовике с образованием узких рифтовых зон с океанической корой красноморского типа в пределах Хангай-Хэнтэй-Даурской системы палеозойских прогибов **[1]**. Наибольшее раскрытие этот бассейн получил в среднем палеозое ($D\text{-}C_1$) в связи с формированием Агинско-Уланбаторского океанического бассейна с глубоководными кремнистыми отложениями и океаническими базальтами N- и E-MORB. Судя по палеомагнитным данным, ширина этого бассейна в пермокарбоне достигала свыше 3500 км **[6]**. Развитие Монголо-Охотского океанического бассейна сопровождалось активными субдукционными процессами с Сибирским континентом и с Аргунским, Центрально-Монгольским и Южно-Гобийским микроконтинентами.

Геодинамическая природа Монголо-Охотского складчатого пояса давно обсуждается в литературе. Предложено несколько моделей его формирования как в связи с развитием неопротерозой-нижнепалеозойского Палеоазиатского океана, так и на месте вновь образованного позднепалеозойского, собственно Монголо-Охотского, океанического бассейна **[5]**. Однако многие фундаментальные вопросы формирования юго-западной части Монголо-Охотского пояса до сих пор не решены, что в первую очередь обусловлено практически отсутствием надежных геохимических, изотопно-геохронологических и литолого-биостратиграфических данных по этой части пояса.

Наши исследования коллажа островодужных и окраинноморских террейнов были сосредоточены в юго-западной части Монголо-Охотского пояса, в пределах Хэнтэй-Даурской активной континентальной окраины (АКО) андийского типа (Северная и Центральная Монголия, Южное Забайкалье), возникшей в девоне–перми на окраинах Монголо-Охотского океанического палеобассейна.

В последние годы в результате наших исследований в юго-западной части Монголо-Охотского складчатого пояса установлено, что на ранней стадии его развития образовались крупные Орхон-Харагольский, Куналейский и Улан-Баторский осадочные бассейны с океанической корой, которые сложены главным образом двумя разновозрастными ассоциациями пород, связанными с заложением и развитием Монголо-Охотского палеоокеана и его активных окраин. Развитие этих структур происходило в два этапа. На первом этапе, *позднекембрийско-ордовикском*, наряду с глубоководным осадконакоплением происходило излияние океанических базальтов и андезибазальтов N- и E-MORB типов, а также образование габбро и габбро-долеритов (450±5 и 484±2 млн лет, здесь и далее U-Pb метод по цирконам), вероятнее всего, в условиях срединно-океанических хребтов или окраинных бассейнов. Во второй, *силурийско-девонский,* этап происходило формирование Хэнтэй-Даурской АКО с образованием крупных вулканотектонических структур (Дзун-Модской, Дарханской, Лунской др. ВТС), а также габброидов (388.7±5.6, 372.0±5.5, 364.2±9.9 млн лет) и гранитоидов (395–405 млн лет) островодужного типа. Породы Дзун-Модской ВТС представлены терригенными и вулканогенными образованиями. Возрастное положение вулканогенной толщи, находящейся в едином разрезе с глинисто-граувакковой, определяется нижним – средним девоном. В глинисто-граувакковой части разреза севернее горы Ноён-Ула (Дзун-Модская структура) ранее была найдена фауна

брахиопод среднего – позднего девона **[2]**. Наши палинологические данные позволили ограничить время формирования отложений ранним франским веком позднего девона. Кроме того, к верхнему девону отнесена толща ритмичного чередования карбонатно-терригенных пород по левому притоку р. Харагол, рассматриваемая в составе нижнепалеозойской харинской серии. В этих отложениях найдены конодонты *Palmatolepis transitans* Mull. (D_3f), отпечатки плауновидного и средневерхнефранского комплекса миоспор **[3]**. Вулканиты, габброиды и гранитоиды на геохимических спайдер диаграммах образуют слабодифференцированную серию с минимумом по таким элементам, как Nb, Zr, Ti, и максимумом для Sr, что характерно для пород островодужных серий или активных континентальных окраин.

В пределах Улан-Баторского террейна установлено, что формации Горхи и Алтановоо представляют собой многократное тектоническое чередование разновозрастных и генетически разнородных пород (каменноугольные турбидитовые и микститовые окраинно-океанические отложения; океанические базальты, ассоциирующие с ними известняки и черные кремнисто-глинистые сланцы, а также кремни разного возраста – от силура до верхнего девона), сформировавшихся в различных геодинамических обстановках и совмещенных в нижнем – среднем карбоне в единый разрез в результате значительных горизонтальных перемещений, обусловленных субдукцией океанической литосферы Монголо-Охотского океана. Эти комплексы относятся к аккреционным образованиям, а океанические базальты, известняки, кремнисто-глинистые сланцы залегают в виде пластин и блоков среди нижнекаменноугольных турбидитов. Мы предполагаем следующую последовательность аккреции участков океанической плиты: позднесилурийская ранне-, средне- и позднедевонская, и время аккреции – ранне-средне(?)-каменноугольное.

В пределах Орхон-Харагольского бассейна девонские вулканотектонические структуры АКО несогласно перекрываются каменноугольными терригенными отложениями урмугтэйульской формации хэнтэйской серии Западного Хэнтэя Северной Монголии (р. Шарын-гол и Харагол, близ п. Дзун-Хара). Получены новые данные по разрезам каменноугольных терригенных отложений урмугтэйульской серии. В нижней части разреза впервые найдены остатки растений, представленные филлоидами и спорофиллами эндемичных плауновидных, облиственными побегами примитивных войновскиевых (C_1) и выделен раннекаменноугольный, турнейский комплекс миоспор. В верхней части разреза (алевролитовая пачка), содержащей богатый комплекс органических остатков, проведены дополнительные сборы криноидей, среди которых определены поздневизейско-серпуховские, поздневизейско-башкирские виды, а также выделен нижнекаменноугольный, визейско-серпуховский комплекс миоспор. Новые данные свидетельствуют о том, что нижняя часть разреза формации накапливалась в турнейское, а верхняя – в визейско-серпуховское время **[4]**.

На территории Центрального Забайкалья в пределах Даурского осадочного бассейна каменноугольные отложения, подобные урмугтэйульской формации, изучены в пределах Маргинтуйского прогиба, расположенного на юго-западных склонах Малханского хребта. Они представлены фаунистически охарактеризованными отложениями нижнесреднекаменноугольной гутайской свиты. Свита сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, среди которых присутствуют линзообразные прослои риолитов, туфоконгломератов, туфопесчаников и силлы долеритов. В алевролитах содержится фауна брахиопод, двустворчатых моллюсков и мшанок. В бассейне р. Маргинтуй отложения гутайской свиты залегают на размытой поверхности среднепалеозойских габброидов и гранитоидов и перекрываются ортинкской и тамирской свитами среднего–верхнего карбона и нижней перми. Изученные вулканогенные породы гутайской свиты, представленные базальтами, андезибазальтами, андезитами и риолитами, по геохимическим параметрам принадлежат толеитовой серии тыловой части АКО. По нашим данным, вулканиты совместно с осадочными породами, по-видимому, формировались в тыловой части активной окраины.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-55-44008 Монг_а).

[1] *Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Томуртогоо О., Горнова М.А., Гонегер Т.А.* Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 3. С. 365–379.

[2] *Геология Монгольской Народной Республики*. М.: Наука, 1973. Т. 1. 583 с.

[3] *Минина О.Р., Куриленко А.В., Ариунчимэг Я., Наугольных С.В., Ветлужских Л.И.* Новые данные о возрасте каменноугольных отложений Хангай-Хэнтэйской мегазоны Северной Монголии // International symposium of “The 70th Anniversary of Mongolian Paleontological Expedition of Academy of Sciences, USSR”. Abstract volume. Institute of Paleontology and Geology, 2016. P. 54–55.

[4] *Минина О.Р., Ариунчимэг Я., Гордиенко И.В., Ветлужских Л.И.* Новые данные о возрасте палеозойских отложений Хангай-Хэнтэйской мегазоны Северной Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 199–201.

[5] *Kravchinsky V.A., Cogne J-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // Geophysical Journal International. 2002. V. 148. P. 34–57.

[6] *Tomurtogoo O.* Tectonics and structural evolution of Mongolia // SEG-IAGOD Field Trip, 14–16 August 2005, 8 Bieninal SGA Meeting IAGOD Guidebook Series 11. London, 2005. P. 5–12.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 62–63

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛЕРЦОЛИТ – БАЗАНИТОВЫЙ РАСПЛАВ (ВУЛКАН ТУМУСУН, ХАМАР-ДАБАН)

М.А. Горнова, А.Б. Перепелов, С.И. Дриль, В.А. Беляев

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

Экспериментальные работы **[1, 2]** показали, что при транспортировке перидотитовых ксенолитов к поверхности должно происходить их реакционное взаимодействие с вмещающими недосыщенными SiO_2 щелочными базальтовыми расплавами. Была разработана двухстадийная модель этого процесса: 1) инконгруэнтное растворение ортопироксена перидотита под воздействием вмещающего базальта с образованием оливина+клинопироксена и расплава, богатого кремнием и щелочами, 2) инконгруэнтное растворение клинопироксена и шпинели перидотита под воздействием новообразованного расплава с кристаллизацией вторичных шпинели и клинопироксена **[2]**. Цель проведенного исследования – выяснить, изменяется ли петрогенный и редкоэлементный состав перидотитов и их минералов в этом процессе.

Для лерцолитовых ксенолитов из базанитов вулкана Тумусун (Хамар-Дабан) изучены микроструктуры, петрогенный и редкоэлементный состав минералов (Superprobe JXA-8200, SIMS) и пород (RFA и ICP-MS). Выявленные особенности развития реакционных зон в Opx, Cpx и Sp лерцолитов вулкана Тумусун хорошо согласуются с моделью **[2]**. Присутствие реакционных зон на контакте ортопироксена с базанитом и уменьшение степени преобразования всех минералов в направлении от контакта к центру образца указывают на взаимодействие с базанитовыми расплавами. О реакционном взаимодействии шпинели и клинопироксена не с базанитовым, а с новообразованным расплавом свидетельствует отсутствие реакционных зон на контакте с базанитом, присутствие в пределах образца зерен шпинели и клинопироксена как без реакционных зон, так и с реакционными зонами в местах соприкосновения с реакционными зонами ортопироксена.

Только каймы оливина, контактирующего с базанитом, имеют состав базанитовых вкрапленников. Вторичные Ol и Cpx из реакционных зон пироксенов отличаются от состава вкрапленников из базанитов, то есть кристаллизовались не из базанитового расплава. По сравнению с соответствующим минералом перидотитов, они имеют близкую Mg#, вторичные Cpx характеризуются более низкими содержаниями Al_2O_3 и Na_2O.

Первичные клинопироксены (Cpx1) однородны до реакционной каймы и имеют близкий состав на краю и в центре образца. Они имеют два типа распределения REE: деплетированный и обогащенный. В образце Cpx1 его кайма (Cpx2) и новообразованный Cpx3 из реакционной зоны ортопироксена характеризуются близкими формами распределения REE. По сравнению с Cpx1 в Cpx2 уровень содержаний REE такой же или несколько выше (при широкой реакционной кайме), а в новообразованных Cpx3 – ниже. В Cpx3 присутствуют максимумы Eu. В образцах с обогащенным спектром REE в Cpx ортопироксены имеют более высокие концентрации LREE, чем ортопироксены образцов с деплетированными спектрами REE в клинопироксенах. Связь между формой спектра REE в пироксенах и размерами образца или расположением зерен относительно контакта отсутствует.

Лерцолиты имеют близкие к составу примитивной мантии содержания SiO_2, MgO, Al_2O_3, CaO, TiO_2 и более высокие – K_2O и Na_2O, что отмечалось ранее **[3]**. В трех наиболее крупных ксенолитах были проанализированы центральные и краевые части. Краевые части отличаются от центральных явно более высоким содержанием K_2O и Na_2O, в то время как для других петрогенных элементов различия в содержаниях находятся в пределах аналитической ошибки анализа. Центры крупных ксенолитов имеют три типа распределения редких элементов (деплетированный, обогащенный и близкий к составу примитивной мантии), которые присутствуют и в мелких образцах. В краевых частях форма спектров не меняется при заметном росте LILE.

Максимумы LILE и минимумы HFSE относительно REE более выражены в краевых частях и в мелких ксенолитах. Был рассчитан редкоэлементный состав лерцолитов по содержанию элементов в Cpx1, коэффициентам распределения и модальному составу породы. Для пяти образцов, в том числе центров крупных ксенолитов, рассчитанный состав, по сравнению с реальным, имеет близкие содержания M-HREE, Nb, Zr, Hf, Ti и более низкие – Rb, Ba, LREE. В одном образце рассчитанный и реальный составы близки только по содержанию Y, Er, Yb. Были рассчитаны составы смеси лерцолита с базанитом по формуле: Х×Б+(1–Х)×Л, где Х– количество базанитового расплава, Б – состав базанита, Л – состав центра лерцолита. Х рассчитывался из разницы содержаний K_2O в центре и на краю образца. Полученные редкоэлементные составы смесей отличаются по всем элементам (за исключением Dy-Yb) от реальных составов краевых частей всех образцов, что исключает простое смешение перидотита с базанитом. Х также определялся по разнице содержания Nb в крупных ксенолитах в центре и на краю образца, в мелких ксенолитах – измеренного и рассчитанного по CPX1. Рассчитанные составы смеси лучше согласуются с составом краев и мелких ксенолитов, за исключением более высоких концентраций K, Rb, Ba и Pb в измеренных составах. Эти расчеты показали, что в ксенолитах присутствует ~0.3–1.6 % базанитового расплава, который, по-видимому, попадает по трещинам. Но смешение перидотитов с базанитами не может объяснить высоких содержаний K, Rb, Ba, Pb, иногда LREE.

Выявленные особенности состава пород и вторичных минералов согласуются с моделью инконгруэнтного растворения Opx с образованием высококремниевого расплава (L2), внешняя часть которого удаляется в базанит, а внутренняя – циркулирует в перидотите. Содержание элементов в L2 определяется составом Opx и диффузией элементов на контакте L2 с базанитом. Содержание части петрогенных элементов в расплаве контролируется составом ортопироксена, о чем свидетельствуют высокомагнезиальные вторичные Ol и Cpx3 из реакционных кайм Opx. Диффузия CaO, K_2O и Na_2O из базанита в L2 объясняет наблюдаемое количество Cpx и появление K-Na полевых шпатов в реакционных зонах Opx. Для расплавов основного и кислого состава коэффициенты диффузии максимальны у LILE (сопоставимы с Ca), промежуточны у REE и минимальны у HFSE **[4, 5]**. Коэффициенты диффузии у REE уменьшаются с увеличением атомного номера за исключением Eu, диффузия которого происходит быстрее, чем остальных REE, что связано с присутствием в расплаве некоторого количества Eu^{2+} **[5]**. Это объясняет появление положительных аномалий Eu во вторичных Cpx3 их реакционных зон Opx. Cpx3 по содержанию REE не равновесен с базанитовым расплавом. Проведенное моделирование показало, что Cpx3 кристаллизовался из расплава, в котором содержание HREE определяется процессом растворения Opx, а LREE – диффузией из базанита.

Таким образом, в результате реакционного взаимодействия ксенолитов вулкана Тумусун с вмещающими базанитовыми расплавами происходит диффузия CaO, K_2O, Na_2O, LILE, LREE из расплава в перидотиты. Нерастворившиеся центральные части зерен клинопироксена сохраняют первичный REE состав и могут быть использованы для реконструкции мантийных процессов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке НШ-9638.2016.5.

[1] *Shaw C.S.J., Thibault Y., Edgar A.D., Felicity E., Lloyd F.E.* Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 132. P. 354–370.

[2] *Shaw C.S.J., Dingwell D.B.* Experimental peridotite–melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155. P. 199–214.

[3] *Ionov D.A., O'Reilly S., Ashchepkov I.V.* Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 122. P. 174–190.

[4] *Holycross M.E., Watson E.B.* Diffusive fractionation of trace elements in basaltic melt // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171. P. 80–95.

[5] *Behrens H., Matthias Hahn M.* Trace element diffusion and viscous flow in potassium-rich trachytic and phonolitic melts // Chemical Geology. 2009. V. 259. P. 63–77.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 64–65

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ (Sr-O-C) ХАРАКТЕРИСТИКИ РИФЕЙСКИХ ДОЛОМИТОВ ЧЕХЛА АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

И.М. Горохов[1], А.Б. Кузнецов[1], Г.В. Липенков[2], Е.О. Дубинина[3], Г.В. Константинова[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, igorokhov@inbox.ru
[2] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Gleb_Lipenkov@vsegei.ru
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, elenadelta@gmail.com

Рифейский чехол Анабарского поднятия Северной Сибири расчленяется на терригенную мукунскую (650–750 м) и преимущественно карбонатную билляхскую (900–1100 м) серии. Верхняя, наиболее мощная, часть осадочного чехла сложена мелководными карбонатными отложениями и фиксирует широкую морскую трансгрессию на Сибирский кратон в мезопротерозое. Мелководная обстановка была благоприятна для формирования строматолитов, накопления разнообразных микрофоссилий, использованных для расчленения билляхской серии **[1]**, и для масштабной раннедиагенетической доломитизации карбонатного осадка. Названная серия традиционно расчленялась на три свиты – усть-ильинскую, котуйканскую и юсмастахскую. Однако в Анабаро-Вилюйской серийной легенде нового издания геологической карты листа R-48 две подсвиты юсмастахской свиты переведены в разряд самостоятельных свит – некюлээхской и чурбукской. Основанием для этого послужили седиментологическое несогласие между подсвитами и смена набора строматолитов и микрофоссилий **[2]**. Однако полученные до сих пор изотопно-геохронологические и хемостратиграфические данные **[3–7]** пока недостаточны для того, чтобы обеспечить должный контроль стратиграфического расчленения этих пород.

В предлагаемой работе представлены новые геохимические и хемостратиграфические данные, полученные при детальном изучении рифейских карбонатных отложений обеих подсвит юсматахской свиты *sensu lato* (соответственно, некюлээхской и чурбукской свит *s.stricto*) в долине р. Котуйкан на северо-западном склоне Анабарского поднятия. Цели работы состояли в (1) геохимической диагностике эпигенетических преобразований карбонатных пород, (2) изучении Rb-Sr систематики карбонатов с применением новой методики селективного растворения образцов **[8]** и (3) получении C-, O- и Sr-изотопных характеристик карбонатов юсмастахской свиты и рассмотрении возможности применения этих характеристик для расчленения свиты.

Все изученные карбонатные породы некюлээхской (20 обр.) и чурбукской (18 обр.) свит сложены доломитами. Средние содержания Mn, Fe и Sr в карбонатной составляющей доломитов некюлээхской свиты составляют соответственно 200 мкг/г (диапазон колебаний 50–1085 мкг/г), 3780 мкг/г (660–10700 мкг/г) и 18 мкг/г (10–28 мкг/г). Карбонатная составляющая доломитов чурбукской свиты содержит в среднем 160 мкг/г Mn (35–380 мкг/г), 1510 мкг/г Fe (520–4270 мкг/г) и 28 мкг/г Sr (10–114 мкг/г). Диапазоны значений $\delta^{18}O$ в доломитах некюлээхской и чурбукской свит близки друг к другу и составляют соответственно 23.7–27.9 ‰ и 23.7–28.1 ‰ V-SMOW, свидетельствуя об относительно слабой измененности этих пород.

Значения $\delta^{13}C$ в доломитах колеблются в одинаковых интервалах: в некюлээхской от –2.1 до +0.9 ‰, а в чурбукской от –2.2 до +1.0 ‰ V-PDB. Наблюдаемые узкие пределы вариаций $\delta^{13}C$ согласуются с результатами, полученными ранее **[3]**, и в свете современных данных о глобальных вариациях величины $\delta^{13}C$ в океане мезопротерозоя подтверждают предположение, что эти отложения древнее 1250 млн лет.

Влияние вторичных изменений карбонатных пород на Rb-Sr систематику доломитов снижали путем использования методики дозированного селективного растворения образцов уксусной кислотой с предварительным удалением до одной трети (30–33 %) образца. Эта методика особенно перспективна для доломитов, так как с ее помощью их первичный материал мо-

жет быть эффективно освобожден от вторичных карбонатных фаз, обычно представленных преимущественно магнезиальным кальцитом.

Дозированное селективное растворение в применении к большинству образцов некюлээхской и чурбукской свит приводило к повышению в первой кислотной вытяжке отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ по сравнению со значением этого отношения в валовой карбонатной составляющей породы. Это с очевидностью указывает на частичное удаление вторичных карбонатных фаз. Соответственно, величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ во второй вытяжке уменьшалась и, по-видимому, приближалась к значению в первичном карбонатном материале. Полученные таким образом измеренные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ лежат в диапазонах 0.70494–0.70557 для некюлээхской свиты и 0.70491–0.70527 для чурбукской. Эти значения также соответствуют величинам отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в мезопротерозойском океане древнее 1200–1250 млн лет.

Таким образом, имеющиеся C- и Sr-изотопные данные показывают одинаковые пределы вариаций для обеих вновь выделенных свит *s.stricto*, что не позволяет разделить последние на основе хемостратиграфических характеристик. Вместе с этим, изотопные данные предполагают, что карбонатный шельф на Анабарском поднятии существовал на ранних стадиях мезопротерозоя.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00367).

[1] *Сергеев В.Н., Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Новые местонахождения рифейских микробиот в билляхской серии Северного Прианабарья (бассейн р. Фомич): к вопросу о биостратиграфии рифея Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 3–14.

[2] *Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.

[3] *Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // ДАН СССР. 1991. Т. 320, № 5. С. 1245–1250.

[4] *Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др.* Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1991. № 7. С. 17–32.

[5] *Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П.* Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

[6] *Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др.* Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 3–24.

[7] *Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24, № 6. С. 3–29.

[8] *Li D., Shields-Zhou G.A., Ling H.-F., Thirlwall M.* Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: Guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks // Chemical Geology. 2011. V. 290. P. 133–144.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 66–67

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ АТРИБУТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ФРАГМЕНТА ОПОРНОГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ

Е.Ю. Гошко, А.С. Сальников, Е.В. Мосягин, М.Ю. Смирнов

Новосибирск, АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», geology@sniiggims.ru

Байкало-Патомский фрагмент опорного геолого-геофизического профиля 1-СБ (рис. 1) протяженностью 537 км проходит от п. Усть-Каренга через п. Таксимо до п. Бодайбо.

В программном комплексе «StreamSDS» **[1]** была проведена специализированная динамическая обработка глубинного сейсмического разреза отраженных волн (АО СНИИГГиМС), заключавшаяся в вычислении матрицы локальных интерференционных волновых пакетов, их полной энергии, основной частоты, распределения энергии в различных частотных диапазонах и других динамических параметров, содержащих важную информацию о физических свойствах геологических объектов в земной коре.

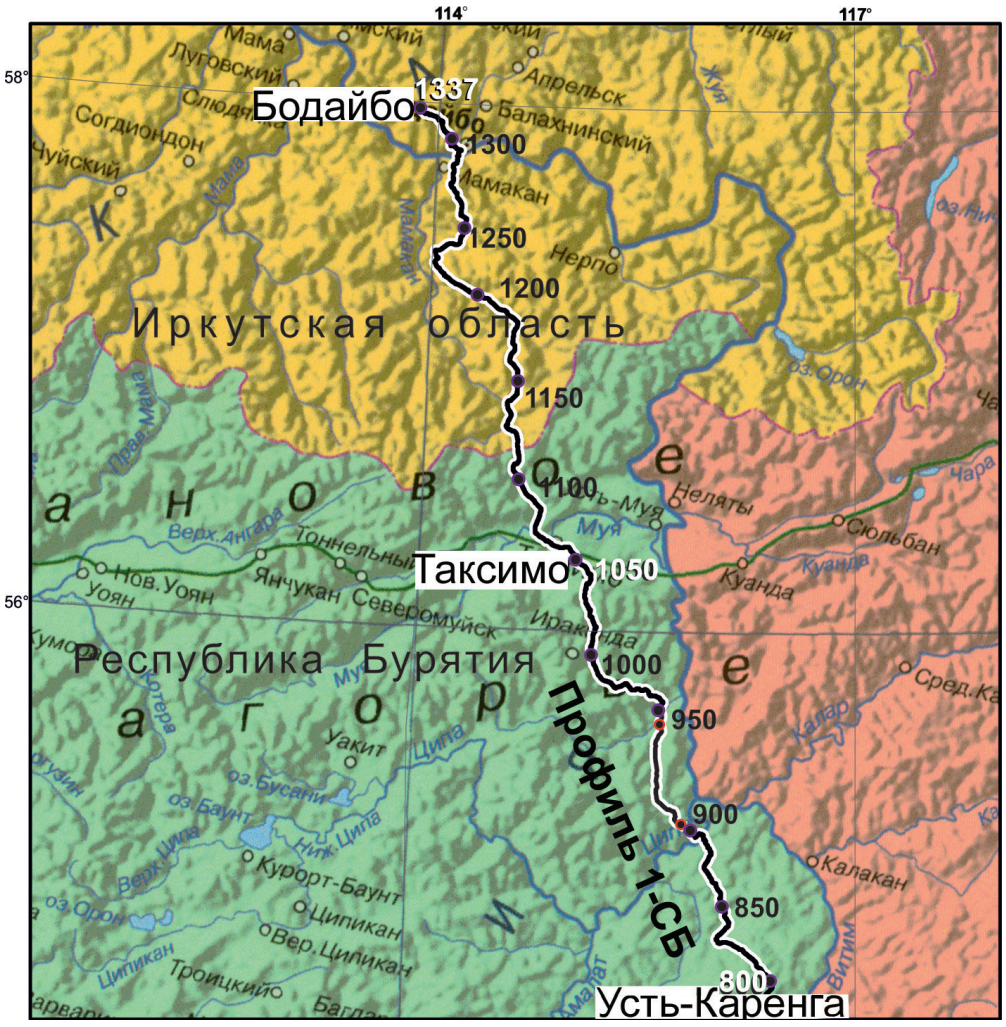


Рис. 1. Байкало-Патомский фрагмент геолого-геофизического профиля 1-СБ.

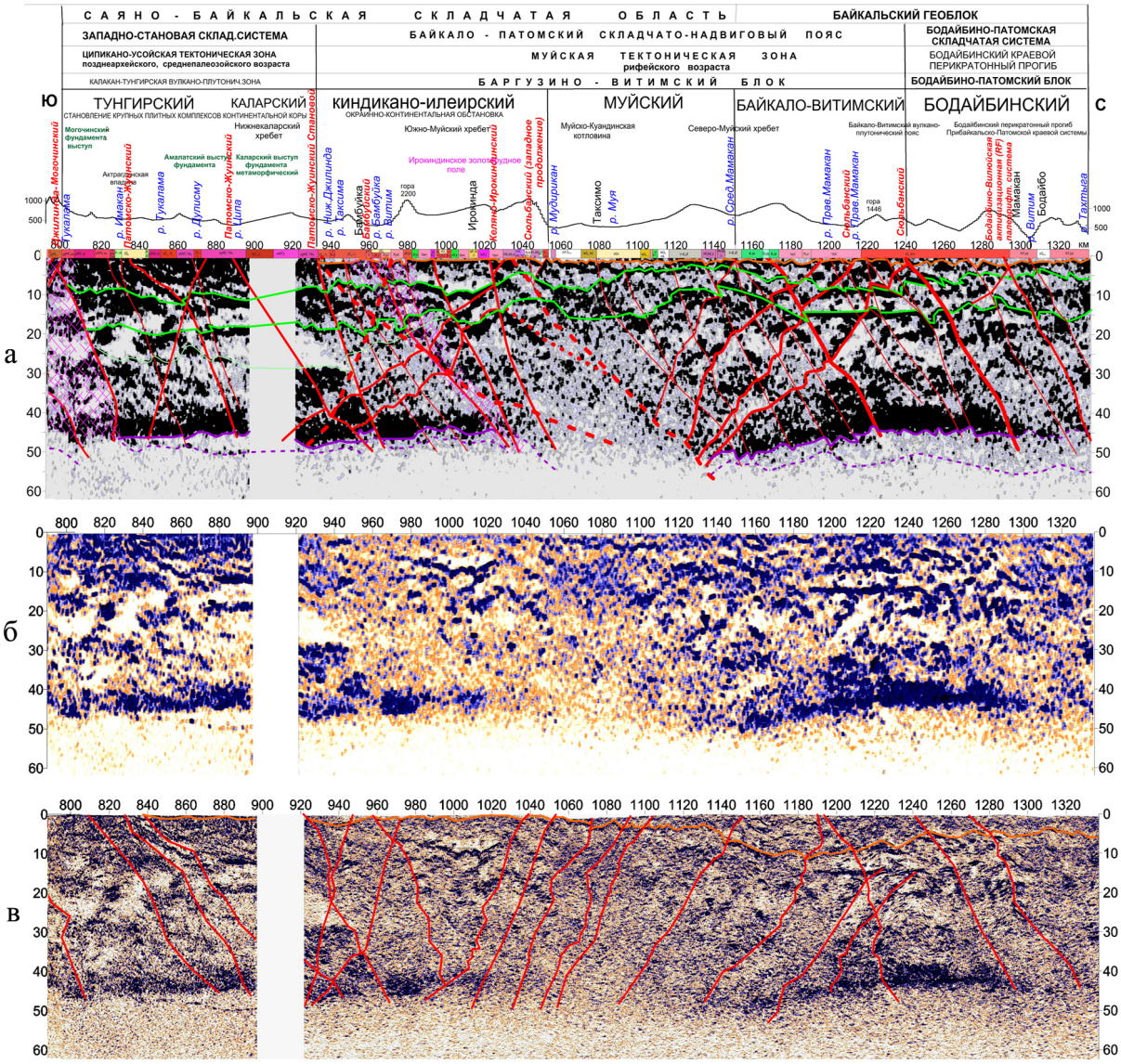


Рис. 2. Энергетические разрезы земной коры Байкало-Патомского фрагмента опорного геофизического профиля 1-СБ: *а* – энергетический разрез в окне 1×1 км; *б* – энергетический разрез в окне 0.125×0.250 км; *в* – энергетический разрез в окне 0.075×0.050 км.

Вычисленная характеристика полной энергии пакетов отраженных волн в региональном окне размером 1×1 км позволила протрассировать слои с максимальной сейсмической энергией (темный цвет в разрезе). Максимум отраженной энергии обусловлен резкой акустической дифференциацией горных пород. Кроме того, выделены слои с минимальной энергией отражения (светлый цвет в разрезе), отвечающие зонам однородного состояния вещества, возможно из-за внедрения интрузий или наполнения мантийным флюидом (рис. 2, *а*).

Разрезы полной энергии локальных волновых пакетов в меньших окнах (0.125×0.250 км и 0.075×0.050 км) позволили очертить границы известных по геологическим картам областей **[2]** – зоны сквозькоровых и внутрикоровых разломов, детализировать внутреннюю структуру блоков земной коры (рис. 2, *б*, *в*).

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

[2] *Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации.* Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская, лист N-50 – Сретенск, лист O-50 – Бодайбо. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 68–70

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ РАННЕЙ ЮРЫ (ГЕТТАНГ – ПЛИНСБАХ) ПО БРАХИОПОДАМ

В.С. Гриненко, В.В. Баранов

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
grinenkovs@diamond.ysn.ru, baranowvalera@yandex.ru

Представленное исследование является продолжением нашей предыдущей работы по палеогеографии и палеобиогеографии терминального триаса **[2]**. В ранней юре, так же как в позднем триасе, продолжали существовать три суперконтинента: Афалия, Пацифида и Аразия и два континента – Гиперборея и Антарктида, разделенные мелководными шельфовыми морскими бассейнами, сообщающимися между собой (рисунок). По сравнению с поздним триасом, в ранней юре площадь водной поверхности несколько увеличилась. Нами установлены первые признаки океанизации. Они связаны с расширением пролива на юго-западе Китая и появлением раннеюрских брахиопод на территории Японии, а также возникновением в бассейнах на континентальной коре вдоль восточного побережья Африки широкого пролива, в который с севера до параллели острова Мадагаскар проникли представители брахиопод рода *Pseudogibbirhynchia*. В настоящее время о. Мадагаскар является фрагментом континентальной коры, которая входила в состав материка Афалия. Это согласуется с данными Б.И. Васильева **[1]**, которые позволяют утверждать, что прогибание континентальной коры и возникновение океанических бассейнов повсеместно начинались от периферии материков к их центральным частям.

В ранней юре (геттанг – плинсбах), так же как и в терминальном триасе **[2]**, в тех же границах продолжали существовать три палеозоохории высшего ранга: Экваториальная, Бореальная и Натальная надобласти. Экваториальная надобласть характеризуется наивысшим таксономическим разнообразием брахиопод (37 семейств и подсемейств), из них наибольшее разнообразие приходится на представителей отряда Rhynchonellida (21 семейство и подсемейство). На верхней границе триаса исчезают представители спириферинид надсемейства Spondylospiroidea. Последние представители отряда Spiriferinida вымирают в ранней юре, из них в геттанге – плинсбахе известны только два семейства Suessiidae и Pennospiriferinidae и три подсемейства Spiriferininae, Dispiriferininae и Sinucostinae, которые неизвестны в других надобластях. Общими с Натальной надобластью являются четыре подсемейства: Cirpinae, Praemonticlarellinae, Tetrarhynchiinae, Gibbirhynchiinae и Lobothyridinae, а с Бореальной надобластью общими является семейство Prionorhynchiidae и подсемейства Peregrinelloideinae, Diholkorhynchiinae, Tetrarhynchiinae, Gibbirhynchiinae и Lobothyridinae. В ранней юре Экваториальной надобласти, по сравнению с терминальным триасом, значительно снижается эндемизм брахиопод. Это можно объяснить нарастанием трансгрессии в геттанге – плинсбахе, на поступательной волне которой брахиоподы проникали в другие акватории, создавали сообщества и колонизировали свободные экологические ниши. В Экваториальной надобласти выделяются Альпийско-Меланезийско-Китайская, Западно-Южно-Американская биогеографические области и Невадская биогеографическая провинция Западно-Северо-Американской области. В ее состав входит также Новокаледонская провинция Новозеландско-Новокаледонской области. Альпийско-Меланезийско-Китайская область представлена следующими родами и подродами брахиопод: *Apringia*, *Pseudogibbirhynchia*, *Jakubirhynchia*, *Septocrurella, Calvirhynchia, Rhynchonellina, Sulcirostra*, *Prionorhynchia, Lokutella, Cirpa, Calcirhynchia, Salgirella, Bodrakella, Homoeorhynchia, Planirhynchia, R.* (*Rhynchonelloidea*)*, R.* (*Aalenirhynchia*)*, Piarorhynchia, Cuneirhynchia, Sakawairhynchia, Furcirhynchia, Rimirhynchia, Trichorhynchia, Acanthothyropsis, Kericserella, Scalpellirhynchia, Holcorhynchia, Nannirhynchia, Squamirhynchia, T. (Tetrarhynchia), Grandirhynchia, Pontaltorhynchia, Gibbirhynchia,* Amphiclinodonta, *Spiriferinina*, *Amphiclinodonta, Koninckella*, *Koninckodonta*, *Suessia*, *Spiriferina*, *Calyptoria*, *Liospiriferina*, *Callospiriferina*, *Dispiriferina*, *Sinucosta*, *Slavinithyris*, *Hesperithyris*, *Lobothyris*, *Cuersithyris*, *Exceptothyris*, *Inaequalis* и *Loboidothyris*.

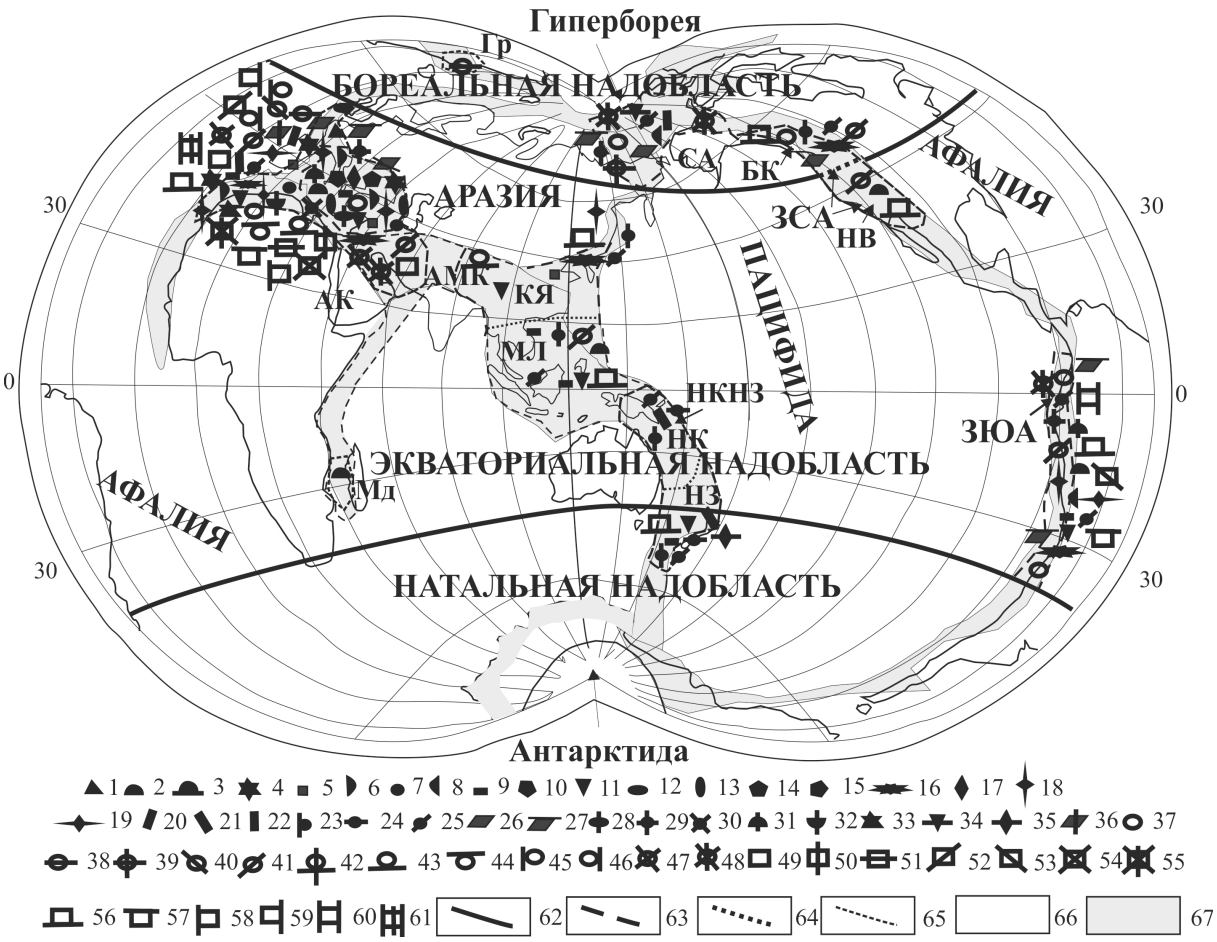


Схема палеогеографии и палеобиогеографии ранней юры (геттанг – плинсбах) по брахиоподам. Биогеографические области: АМК – Альпийско-Мелазийско-Китайская, ЗСА – Западно-Северо-Американская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, НКНЗ – Новокаледонско-Новозеландская; провинции: АК – Альпийско-Кавказская, ЗК – Западно-Канадская, КЯ – Китайско-Японская, НВ – Невадская, НЗ – Новозеландская, НК – Новокаледонская; районы: Гр – Гренландский, Мд – Мадагаскарский. *1–61* – местоположение родов брахиопод: *1 – Apringia*, *2 – Pseudogibbirhynchia*, *3 – Jakubirhynchia*, *4 – Septocrurella*, *5 – Calvirhynchia*, *6 – Rhynchonellina*, *7 – Sulcirostra*, *8 – Peregrinelloidea*, *9 – Prionorhynchia*, *10 – Lokutella*, *11 – Cirpa*, *12 – Calcirhynchia*, *13 – Salgirella*?, *14 – Bodrakella*, *15 – Herangirhynchia*, *16 – Homoeorhynchia*, *17 – Planirhynchia*, *18 – R.* (*Rhynchonelloidea*), *19 – R.* (*Aalenirhynchia*), *20 – Piarorhynchia*, *21 – Caledorhynchia*, *22 – Cuneirhynchia*, *23 – Sakawairhynchia*, *24 – Murihikurhynchia*, *25 – Furcirhynchia*, *26 – Rudirhynchia, 27 – Rimirhynchia*, *28 – Trichorhynchia*, *29 – Acanthothyropsis*, *30 – ?Kericserella*, *31 – Scalpellirhynchia*, *32 – Holcorhynchia*, *33 – Nannirhynchia*, *34 – Ochotorhynchia*, *35 – Aucklandirhynchia*, *36 – Squamirhynchia*, *37 – T.* (*Tetrarhynchia*), *38 – Grandirhynchia*, *39 – Orlovirhynchia*, *40 – Pontaltorhynchia*, *41 – Quadratirhynchia*, *42 – Gibbirhynchia*, *43 – Amphiclinodonta*, *44 – Koninckella*, *45 – Koninckodonta*, *46 – Suessia*, *47 – Spiriferina*, *48 – Calyptoria, 49 – Liospiriferina*, *50 – Callospiriferina*, *51 – Dispiriferina*, *52 – Sinucosta*, *53 – Ancorellina*, *54 – Slavinithyris*, *55 – Hesperithyris*, *56 – Lobothyris*, *57 – Cuersithyris*, *58 – Exceptothyris*, *59 – Inaequalis*, *60 – Notosia*, *61 – Loboidothyris*; *62–65* – границы: *62* – надобластей, *63* – областей, *64* – провинций, *65* – районов; *66* – суша; *67* – вода.

Наибольшее родовое таксономическое разнообразие наблюдается в Альпийско-Кавказской провинции. Обособленно от нее расположен Мадагаскарский биогеографический район, представленный одним родом – *Pseudogibbirhynchia*. Меланезийская провинция характеризуется значительно меньшим таксономическим разнообразием относительно Альпийско-Кавказской. Здесь присутствуют представители только семи родов: *Pseudogibbirhynchia*, *Prionorhynchia*, *Cirpa*, *Sakawairhynchia*, *Furcirhynchia*, *Gibbirhynchia* и *Lobothyris*. Китайско-Японская провинция характеризуется также низким таксономическим разнообразием. Она представлена родами *Calvirhynchia*, *Cirpa, Homoeorhynchia*, *Sakawairhynchia*, *Furcirhynchia*, *R. (Rhynchonelloidea)?, Planirhynchia* и *Lobothyris*. Западно-Южно-Американская область по таксономическому разнообразию уступает только Альпийско-Китайской области. Она характеризуется 16 родами и

подродами: *Pseudogibbirhynchia*, *Peregrinelloidea*, *Prionorhynchia*, *Cirpa*, *Homoeorhynchia*, *R*. (*Rhynchonelloide*a), *R*. (*Aalenirhynchia*), *Furcirhynchia*, ?*Acanthothyropsis*, *Scalpellirhynchia*, *T. (Tetrarhynchia)*, *Gibbirhynchia*, *Ancorellina*, *Lobothyris*, *Cuersithyris* и *Notosia*. На юго-западном обрамлении материка Пацифида расположена Новокаледонско-Новозеландская биогеографическая область с двумя провинциями – Новокаледонской и Новозеландской. Первая из них входит в состав Экваториальной надобласти, а вторая принадлежит Натальной. Новокаледонская провинция представлена родами *Caledorhynchia*, *Sakawairhynchia*, *?Murihikurhynchia* и *Furcirhynchia*. В составе Новозеландской провинции, кроме вышеперечисленных родов, присутствуют представители родов *Prionorhynchia*, *Cirpa*, *Aucklandirhynchia* и *Lobothyris*.

Бореальная надобласть характеризуется 12 семействами и подсемействами: Piarorhynchiinae, Peregrinelloideinae, Prionorhynchiidae, Nucleusorhynchiinae, Davanirhynchiinae, Diholkorhynchiinae, Ochotorhynchiidae, Tetrarhynchiinae, Gibbirhynchiinae, Spiriferininae, Lobothyridinae, Loboidothyrididae. От Экваториальной надобласти она отличается присутствием представителей трех семейств Prionorhynchiidae, Ochotorhynchiidae и Loboidothyrididae и подсемейства Peregrinelloideinae. Биогеографические связи с Натальной надобластью осуществлялись вдоль шельфа западного обрамления материка Пацифида. Это подтверждается присутствием представителей одного общего семейства Prionorhynchiidae и четырех подсемейств – Peregrinelloideinae, Tetrarhynchiinae, Gibbirhynchiinae и Lobothyridinae. В Бореальной надобласти выделяются Сибирско-Аляскинская провинция, к ней относится также Западно-Канадская провинция. Западно-Северо-Американской надобласти. Обособленно расположен Гренландский биогеографический район, представленный единственным родом *Grandirhynchia*, известным также на территории Англии и Шотландии. Сибирско-Аляскинская область представлена девятью родами и подродами: *Peregrinelloidea*, *Cuneirhynchia*, *Sakawairhynchia*, *Furcirhynchia*, *Rimirhynchia*, *Ochotorhynchia*, *T. (Tetrarhynchia)*, *Orlovirhynchia* и *Spiriferina*. Западно-Северо-Американская область находится в зоне экотона Экваториальной и Бореальной надобластей. Она характеризуется присутствием представителей родов и подродов *Pseudogibbirhynchia*, *Homoeorhynchia, Sakawairhynchia*, *Furcirhynchia*, *Rimirhynchia*, *T. (Tetrarhynchia)*, *Gibbirhynchia* и *Lobothyris* и разделяется на две провинции – Невадскую и Западно-Канадскую.

В процессе исследований установлено, что в ранней юре продолжали существовать три суперконтинента – Афалия, Пацифида, Аразия и два континента – Гиперборея и Антарктида, которые были разделены мелководными шельфовыми морскими бассейнами (рисунок). В связи с нарастающей геттанг-плинсбахской трансгрессией, которая началась в терминальном триасе и продолжала доминировать в ранней юре, происходит нивелировка брахиоподовой фауны. Существовавшие в терминальном триасе Альпийско-Китайская и Меланезийская области, уже в геттанге – плинсбахе объединяются в одну – Альпийско-Меланезийско-Китайскую, а устранение физических барьеров способствует широкому обмену брахиподовой фауны между морскими бассейнами, окружающими обозначенные материки, и возрастанию их таксономического разнообразия. Эти установленные факты подчеркивают широкую стационарность принципиальной модели и проведенных реконструкций изученного интервала.

Исследования проведены в соответствии с планом НИР ИГАБМ СО РАН (проекты IX.124.1.6 и 0381-2014-0003).

[1] *Васильев Б.И.* Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 560 с.

[2] *Гриненко В.С., Баранов В.В.* Проблемы палеогеографии, палеобиогеографии и стратиграфии терминального триаса Бореальной надобласти: бырандянский ярус // Геология и минерально-сырьевые ресурсы: Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН. Якутск, 2017. Т. II. С. 311–314.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 71–72

ТИПИЗАЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ АДАКИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ГОРНОГО И РУДНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев

Бийск, Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет, anzerg@mail.ru

Согласно Sm-Nd и U-Pb изотопному датированию по циркону, адакитовые гранитоиды в Горном Алтае формировались в широком временном интервале: неопротерозое (Саракокшинский массив – возраст 587 млн лет по Sm-Nd датированию), среднем кембрии (Садринский массив – 501–505 млн лет по U-Pb), раннем карбоне (Макарьевский ареал (349–353 млн лет по U-Pb) и раннем триасе (Айский ареал – 244–248 млн лет по U-Pb). Аналогичные породы в Рудном Алтае имеют раннекарбоновый возраст (алейский комплекс – 322–318 млн лет по U-Pb).

Наиболее ранние адакитовые гранитоиды Саракокшинского массива (тоналиты и трондьемиты) неопротерозоя относятся к толеитовому ряду по классификации Л.В. Таусона. По составу биотита они дискриминируются в плагиограниты адакитового типа (AD – типа), а по соотношению ε(Sr)t – ε(Nd)t близки к примитивному мантийному источнику типа PREMA. Соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируются от 0.70325 до 0.70468 и указывают на мантийную природу **[1]**. В породах массива проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ W-типа. Геохимические данные указывают на принадлежность к пералюминиевому типу и близость магматитов массива к адакитовым гранитоидам, в которых наблюдаются признаки мантийной составляющей и плавления амфиболитов нижней земной коры с последующим смешением материала плавления коры и мантийных выплавок. С гранитоидами Саракокшинского массива значимого оруденения не отмечено.

Адакитовые гранитоиды Садринского массива относятся к пералюминиевому типу, и по соотношению SiO_2–Mg#[=Mg/(Mg+Fet) большинство пород садринского комплекса (кварцевые диориты, тоналиты, меланограниты) попадает в поле чистого корового плавления низко-К базальтовых пород при давлении 7 кбар и температуре 825–950 ºС. Плагиограниты и плагиолейкограниты относятся к коровому частичному плавлению при давлении от 8 до 16 кбар и температуре 1000–1050 ºС. По изотопно-геохимическим данным плагиогранитоиды таких комплексов относятся к $+\varepsilon_{Nd}$ – типу ($\varepsilon_{Nd}(0)$=+3.8; с широким диапазоном значений $\varepsilon_{Nd}(T)$= от +3.9 до +7.5) с позднепротерозойским Nd-модельным возрастом ($T_{Nd}(DM)$=0.67–0.71 млрд лет. Необходимым условием генерации плагигранитоидов такого типа служит высокое давление (больше или равное 10–12 кбар) и равновесие расплава с гранатсодержащим реститом. По соотношениям изотопов стронция и неодима составы изотопов адакитовых гранитоидов Садринского массива следует относить к расплавам, производным от плавления гранатсодержащих пород, осуществлявшегося на глубинах 40–50 км в основании нижней коры субдуцированного океанического слэба. С гранитоидами садринского комплекса связано скарновое железо-золоторудное Майское месторождение класса железо-оксидно-медно-золоторудного (IOCG) типа.

Раннекарбоновые адакитовые кислые гранитоиды Макарьевского ареала относятся к высококремнистым и высоко-К разностям, в отличие от ранее рассмотренных. Относительно высокие значения $^{87}Sr/Sr^{86}$(0.711–0.712) в гранитоидах Макарьевского ареала указывают на широкую ассимиляцию корового материала базитовой магмой. Соотношение нормированных отношений $(La/Yb)_N$–Yb_N показывает, что породные типы адакитовых гранитоидов Макарьевского ареала образуют тренд от нормальных низкоглиноземистых тоналит-трондъемит-дацитов (гранодиориты и тоналиты) к адакитовым высокоглиноземистым тоналит-трондъемит-дацитам (трондъемиты и лейкограниты) с понижением степени частичного плавления 10 % гранатового амфиболита. Степень частичного плавления родоначального гранатового амфиболита превышала 50 % для гранодиоритов, а для трондъемитов и лейкогранитов составляла менее 50 %. В породах Макарьевского ареала проявлены два типа тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) редкоземельных элементов (РЗЭ): М-тип со значимыми величинами, превышающими

1.1, и W-тип со значимыми величинами менее 0.9. Одновременное проявление двух типов ТЭФ РЗЭ обусловлено аномальными параметрами флюидного режима магматогенных флюидов и значительной активностью таких летучих компонентов, как F, Cl, CO_2, H_2O и другие. Наиболее высокие значения ТЭФ РЗЭ М-типа выявлены для гранодиоритов и трондьемитов. Генерация высококремнистых и высококалиевых адакитов связана с прямым плавлением субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в амфиболиты или эклогиты. Для адакитовых гранитоидов Макарьевского ареала реставрируется высокая степень частичного плавления 10 % гранатового амфиболита. С адакитовыми гранитоидами Макарьевского ареала связаны проявления жильного золото-сульфидно-кварцевого, золото-медно-скарнового типов.

Особенностью адакитовых гранитоидов Айского ареала является совмещение в одних и тех же массивах пород ранней шошонитовой и поздней адакитовой серий. Кислые разности пород Айского ареала, относящиеся по возрасту к раннему триасу, по соотношениям изотопов стронция и неодима в шошонитовых гранитоидах тяготеют к источнику мантии EM II, характеризующемуся высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, низкими значениями εNd и относительно обогащенному радиогенным свинцом, что связывается с субдуцированием в мантию терригенных осадков **[2]**. Чаще всего адакитовый магматизм связывается с зонами субдукции. Раннетриасовые вещественные комплексы Горного Алтая связаны с функционированием Сибирского суперплюма. А конечные фазы шошонитового магматизма, имеющего признаки высоко-К адакитов Айского ареала, рассматривались как дифференциаты мафического шошонитового расплава **[3]**. По нашим данным, заключительные фазы становления массивов Айского ареала имели иную природу. Негативная европиевая аномалия, низкие концентрации Y (10.4–14.0 г/т) и Yb (1.4–1.7 г/т) в заключительных фазах Айского ареала указывают на то, что плагиоклаз и гранат были главными остаточными фазами в глубинном магматическом источнике **[4]**. Высоко-К адакитовые гранитоиды Айского ареала имеют аномально высокие концентрации Nb (от 35 до 87 г/т). Это свидетельствует об образовании их за счет плавления высоко-Nb базальтов (NEB). Геохимические характеристики анализируемых пород позволяют относить их к LSA типу магм (Low Si adakites), источником которых является субконтинентальная литосферная мантия, преобразованная магмами, образовавшимися при плавлении субдуцированной океанической литосферы под воздействием плюмового источника. С Айским ареалом адакитовых гранитоидов связаны тантал-ниобиевые грейзеновые и касситерит-грейзеновые проявления.

Тоналиты и плагиограниты алейского комплекса раннего карбона Рудного Алтая относятся к высококремнистым адакитам (HAS). По геохимическим данным адакитовые гранитоиды Рудного Алтая имеют признаки литосферно-астеносферного происхождения. Мантийно-коровое взаимодействие при их формировании происходило под воздействием «андерсоновского» плюма. Главным источником плавления были кварцевые эклогиты при давлении в источнике плавления $P \geq 10–12$ кбар. С адакитовыми гранитоидами алейского комплекса связаны проявления золото-медно-порфирового типа.

Таким образом, формирование адакитовых гранитоидов региона происходило при плавлении различных источников, отличающихся физико-химическими условиями генерации. Отмечается разная степень мантийно-корового взаимодействия. Некоторые адакитовые гранитоиды генерированы под воздействием плюмовой обстановки. С разновозрастными адакитовыми гранитоидами региона связаны различные типы оруденения: скарновые железо-золоторудные (типа IOCG), жильные золото-судьфидно-кварцевые, золото-медно-скарновые, золото-медно-порфировые, грейзеновые тантал-ниобиевые, касситерит-грейзеновые.

[1] *Гусев А.И.* Эталон синюхинского габбро-гранитного комплекса (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 208 с.

[2] *Dickin A.P.* Radiogenic isotope geology. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 490 p.

[3] *Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Пономарёва А.П.* Раннепалеозойский – раннемезозойский гранитоидный магматизм и проблема рифтового этапа тектогенеза в Горном Алтае // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995. С. 186–189.

[4] *Bao W., Long X., Yuan Ch., Sun M., Zhao G., Wang Y., Guan Y., Zhang Y.* Paleozoic adakitic rocks in the northern Altyn Tagh, northwest China: Evidence for progressive crustal thickening beneath the Dunhuang Block // Lithos. 2017. V. 272–273. P. 1–15.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 73–75

КОМАГМАТИЧНОСТЬ РАННЕКЕМБРИЙСКОГО ОНДУМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И БАЙСЮТСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (ТУВА)

Н.И. Гусев

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

Ондумский вулканический комплекс в одноименном террейне Верхнеенисейской складчатой системы входит в состав ондумской свиты, выделенной Н.С. Бухаровым в 1979 г. взамен туматтайгинской свиты. Ондумская свита отличается от туматтайгинской более древним возрастом (не моложе томмотского века), слабым развитием в нижней части разреза основных эффузивов и разным возрастом перекрывающих отложений. Отложения, подстилающие ондумскую свиту, неизвестны. На ондумской свите согласно залегает ильчирская свита атдабанского возраста, внизу сложенная известняками, в верхней части – терригенными и вулканогенными образованиями. Выше туматтайгинской свиты располагается сыынакская свита, представленная вулканитами, терригенными и карбонатными породами ботомского возраста.

Ондумская свита сложена эффузивами, туфами, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Среди эффузивов преобладают риолиты, плагиориолиты, риодациты, дациты, андезибазальты, реже отмечаются базальты и андезиты. В верхней части встречаются туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты. Здесь же часты карбонатные породы, в основном известняки, которые могут быть замусорены туфогенным материалом. В разрезе свиты среди осадочных пород редко отмечают алевролиты, песчаники и кремнистые аргиллиты, яшмовидные кремнистые породы. Мощность свиты порядка 2400–2700 м.

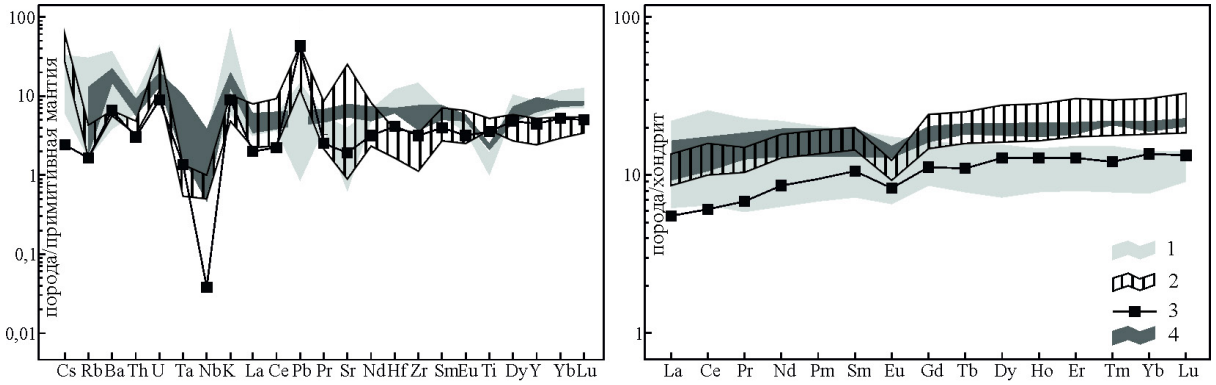
Базальты ондумской свиты однообразны, имеют темно-серо-зеленую окраску. Породы афировые или миндалекаменные, имеют пироксен-плагиоклазовый состав. При метаморфизме они превращаются в хлоритовые, хлорит-эпидотовые, альбит-хлорит-актинолитовые сланцы.

Андезибазальты – темно-серо-зеленые миндалекаменные с микролитовой, андезитовой структурой. Как и базальты, они нередко существенно метаморфизованы. В этом случае темноцветные минералы во вкрапленниках и в основной массе замещаются нацело вторичными минералами. В этих породах отмечается обильный хлорит, актинолит, сгустки минералов эпидота, карбоната.

Андезиты играют подчиненную роль в разрезе ондумской свиты. Они зеленовато-серые, порфировые. Под микроскопом обнаруживают микрозернистую, гиалопилитовую основную массу. Фенокристаллы (20–45 % породы) имеют размер 0.2–4.0 мм и сложены плагиоклазом (битовнит-лабрадор), клинопироксеном, ильменитом, оливином. Основная масса состоит из плагиоклаза и уралит-биотит-эпидотового агрегата, развивающегося по темноцветам и, вероятно, вулканическому стеклу. Вторичные изменения выражены в уралитизации клинопироксена и замещении оливина биотит-кварц-эпидотовым агрегатом. Акцессорные представлены в основном ильменитом.

Андезидациты имеют темно-серую окраску. Они массивные или плитчатые, иногда миндалекаменные с редкими вкрапленниками плагиоклаза. Структура основной массы микролитовая, пойкилит-микролитовая, микролито-вариолитовая, андезитовая, пилотакситовая, реже – интерсертальная. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, реже – хлоритизированным темноцветом. Плагиоклаз замещается альбитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом, глинистыми минералами. В породе наблюдается большое количество вторичных минералов – хлорита, эпидота, карбоната, глинистых минералов, альбита. Рудные и акцессорные минералы: апатит, ильменит, рутил, магнетит, пирит.

Риодациты серые и светло-серые, массивные, с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза и кварца, иногда миндалекаменные. В шлифах основная масса их микрофельзитовая,



Мультиэлементные диаграммы для пород ондумского и байсютского комплексов. *1–3* – ондумский комплекс: *1* – андезибазальты, *2* – плагиориолиты и субвулканические плагиогранит-порфиры, *3* – плагиодациты; *4* – гранитоиды байсютского тоналит-плагиогранитного комплекса (по **[1]**). Нормализация содержаний на состав примитивной мантии и хондрита по **[3]**.

микропойкилитовая, на участках перекристаллизации – микрогранобластовая. На фоне основной массы встречаются немногочисленные идиоморфные вкрапленники кварца, одиночные вкрапленники плагиоклаза, представленного альбитом или альбит-олигоклазом, короткопризматические буроватые вкрапленники пелитизированного калишпата. Из вторичных минералов развиваются хлорит, гидрослюды, биотит. Рудные и акцессорные: магнетит, титаномагнетит, лейкоксен, пирит.

Дациты – более темные породы по сравнению с риодацитами. В шлифе структура основной массы переходная к микролитовой. Вкрапленники кварца отсутствуют. Сгустки кремнезема образуют неправильно-округлые очертания с многочисленными игольчатыми микролитами плагиоклаза. Во вкрапленниках мелкие призматические зерна плагиоклаза.

Риолиты отличаются от риодацитов большим количеством вкрапленников кварца или кварца и плагиоклаза и их более крупными размерами. Структура пород порфировая, вкрапленники, чаще в гломеропорфировых скоплениях, представлены кислым плагиоклазом (альбит, олигоклаз), кварцем, реже – калишпатом. Основная масса аналогична таковой в риодацитах, а также микросферолитовая, часто такситовая.

Андезибазальты ондумского комплекса относятся к толеитовой серии, с широкими вариациями глиноземистости (ASI 0.5–2.0) и преимущественно магнезиальные (mg# 43–46).

При нормализации на состав примитивной мантии (рисунок) выявляются положительные аномалии Cs, U, Pb, иногда Sr, низкие содержания Zr, Ta, Nb – такие же, как в примитивной мантии, однако отрицательная аномалия Ti не выражена. Содержание РЗЭ колеблется в диапазоне Σ РЗЭ 17.75–51.65 г/т, при этом характерна слабая фракционированность РЗЭ $(La/Yb)_N$ 0.76–1.46) при отсутствии Eu-минимума (Eu/Eu*=0.83–1.00).

Кислые разности преимущественно плюмазитовые (ASI 1.08–1.31) и магнезиальные (mg# 37–58). На графиках выражены положительные аномалии Ba, U, Zr, отрицательные – Nb, Ta, Sr, Ti, что характерно для субдукционного магматизма. Аномалии Pb разнонаправленные – как положительные, так и отрицательные. По сравнению с андезибазальтами кислые разности имеют почти такое же содержание РЗЭ (Σ РЗЭ 23.55–51.15 г/т), повсеместно отрицательный наклон графиков распределения РЗЭ $(La/Yb)_N$ 0.27–0.55) и отчетливо выраженный Eu-минимум (Eu/Eu*=0.57–0.76), указывающий на фракционирование плагиоклаза из расплава.

Специфическое распределение РЗЭ в ондумском комплексе объясняется с позиций процессов фракционирования. Ранний этап кристаллизации различных магм обычно сопровождается накоплением легких РЗЭ и суммы РЗЭ в остаточных расплавах. Вследствие удаления главной массы компонентов, входящих в состав темноцветных минералов на ранних этапах кристаллизации, в породах более поздних этапов должна увеличиваться доля салических минералов и содержащихся в них РЗЭ. Максимальное удаление легких лантаноидов в твердые фазы акцессорных минералов и плагиоклазов на промежуточных этапах фракционной кристаллизации способствует относительному обогащению остаточных расплавов тяжелыми РЗЭ, т.е. проявляется инверсия распределения РЗЭ. Приведенные геохимические особенности объясняются подчиненной массой темноцветных минералов, кристаллизующихся из расплавов. В этом слу-

чае возможности для рассеивания тяжелых РЗЭ в породообразующих минералах ограничены, а легкие РЗЭ захватываются в плагиоклазы и выделяются в виде акцессорных минералов. Фракционирование плагиоклаза приводит к более контрастному накоплению тяжелых РЗЭ в расплаве. Фракционная кристаллизация плагиоклаза также способствует накоплению суммы РЗЭ в расплаве (увеличение РЗЭ от плагиодацитов к плагиориолитам) и рассеиванию легких лантаноидов в твердой фазе.

По весьма специфическому характеру распределения РЗЭ с отрицательным наклоном графиков в кислых вулканитах и субвулканических образованиях ондумского комплекса наблюдается полная аналогия с охарактеризованным **[1]** байсютским тоналит-плагиогранитным комплексом, что дает основание считать его комагматичным ондумскому вулканическому комплексу. Для плагиогранитов байсютского комплекса по амфиболу $^{39}Ar/^{40}Ar$ радиологический возраст по плато составил 536±4, по изохроне – 541±6 млн лет, что соответствует самым низам нижнего кембрия и не противоречит стратиграфическому положению ондумской свиты по палеонтологическим данным.

На диаграммах малоподвижных при вторичных изменениях элементов в координатах Th/Yb – Ta/Yb **[2]** и треугольных диаграммах с использованием содержаний Th, Hf, Ta, Nb, Zr **[4]** андезибазальты и кислые разности ондумского комплекса классифицируются как магматические образования активных континентальных окраин, что подтверждается их металлогенической специализацией: с породами ондумского комплекса связано колчеданно-полиметаллическое и золото-серебряное оруденение.

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

[2] *Shandl E.S., Gorton M.P.* Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments // Economic Geology. 2002. V. 97. P. 629–642.

[3] *Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

[4] *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.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 76–78

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО АРЕАЛ-ПЛУТОНА И МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТУВЫ

Н.И. Гусев, А.А. Суфиев

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

Западная часть Каахемского ареал-плутона сложена гранитоидами «пестрого состава», которые традиционно относились к среднепозднекембрийскому таннуольскому комплексу. В настоящее время здесь выделено пять интрузивных комплексов (площадь в км^2): вендский коптинский диорит-тоналит-плагиогранитовый (20), раннекембрийский зубовский монцогаббро-монцонит-граносиенитовый (20), среднекембрийские таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитовый (165) и чарашский тоналит-плагиогранитовый (450), образующие Теректыг-Чедерский массив (655), а также ордовикский мажалыкский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс, представленный Калбакдагским массивом (200). Большая часть Теректыг-Чедерского массива сложена гранитоидами чарашского комплекса, в краевых частях сохранились останцы гранитоидов коптинского, зубовского и таннуольского комплексов.

Наиболее древние гранитоиды ***коптинского комплекса*** (петротип описан в **[2]** известковистые железистые и магнезиальные (mg# 14–66) мета- и пералюминиевые (ASI 0.92–1.08). На спайдерграммах для тоналитов характерны минимумы по Ta, Nb, отсутствие минимума по Ti и положительные «пики» по U, Pb, Sr. Характерно низкое содержание редких (Zr 27, Y 4.28 г/т), редкоземельных элементов (Σ РЗЭ 19.55 г/т) и особенно Yb 0.33 г/т, величина отношения $(La/Yb)_N$ 6.54. Хорошо выражены положительная аномалия Eu (Eu/Eu*=1.5) и высокое отношение Sr/Y= 86, указывающие на то, что в кристаллизующемся расплаве накапливался плагиоклаз. Плагиограниты, по сравнению с тоналитами, характеризуются отсутствием положительных аномалий Pb и Sr, более высоким содержанием РЗЭ (Σ РЗЭ 60.34–85.79), возрастающим по мере увеличения кремнекислотности пород, отсутствием фракционированности РЗЭ ($(La/Yb)_N$ 0.94–1.13) и хорошо проявленным Eu-минимумом, возрастающим в более кислых разностях (Eu/Eu* 0.37–0.70). Результаты датирования U-Pb методом циркона (SHRIMP) из адакитовых тоналитов показали возраст 556±3 млн лет (СКВО=0.0075). Для плагиогранитов получен возрастной кластер из семи зерен, с верхним пересечением линии дискордии 571±22 млн лет (СКВО 0.086), причем значение возраста 567±8 млн лет имеет нулевую дискордантность.

Зубовский комплекс представлен останцом монцонитов и монцодиоритов среди гранитоидов чарашского комплекса на площади примерно 20 км^2. По петрохимическому составу породы зубовского комплекса относятся к латитовой серии и характеризуются высоким уровнем содержания Na_2O+K_2O (5.67–8.51 %), K_2O (2.63–4.80 %), P_2O_5 (0.5 %). От средних к кислым разностям наблюдается снижение содержания Sr (1220–240 г/т) и P_2O_5, при этом постоянным остается содержание Rb (43.4–55.0 г/т) и Ba (406–1900 г/т). Все породы магнезиальные (mg# 40–58), щелочные и известково-щелочные метаглиноземистые (ASI 0.89). При нормализации на состав примитивной мантии характерны положительные аномалии K, Cs, Rb, Ba, Sr, Pb, Eu, а также отрицательные аномалии Ti, Ta, Nb и Zr. Распределение РЗЭ (Σ РЗЭ ~144 г/т), фракционированное $(La/Yb)_N$=16–26), при отсутствии Eu-минимума (Eu/Eu*=0.97–1.46). По низкому содержанию Yb (0.25–1.28 г/т), высоким величинам отношений Sr/Y=67–141 и $((La/Yb)_N$=16–39 породы зубовского комплекса соответствуют гранитоидам, формирующимся в обстановке повышенного давления (P>10–12 кбар) в равновесии с гранатсодержащим реститом. Sm-Nd изотопная система монцонитов: $^{147}Sm/^{144}Nd$=0.1111; $\varepsilon_{Nd}(T)$+3.1 указывает на участие мантийного источника. Nd-модельный возраст протолита $T_{Nd}(DM)$ 0.96 млрд лет. По результатам датирования 10 зерен циркона из монцонитов получен конкордантный возраст 520±5 млн лет (СКВО 0.18).

В габброидах ***таннуольского комплекса*** концентрации Nb, Ta, Zr близки к содержанию в примитивной мантии, отсутствует отрицательная аномалия Ti, характерная для субдукционно-

го магматизма. Содержания остальных элементов существенно выше, чем в примитивной мантии, с положительными аномалиями Cs, Ba, U, Pb, Sr. Габброиды характеризуются суммой РЗЭ 39.5–40.5 г/т. В слабофракционированных монцогаббродиоритах $(La/Yb)_N$=2.01) величина Eu-минимума 0.9, в габброидах с отчетливым фракционированием РЗЭ ($(La/Yb)_N$=5.0–8.83) проявлена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu*=1.34–1.56), свидетельствующая о кумулятивном накоплении плагиоклаза. В обогащенных плагиоклазом породах с содержанием Al_2O_3 19.2–20.8 % становятся выше содержания Sr, Eu и Ga, Mg, P, Cr, Ni. Снижаются содержания Fe, Ti, Mn, K, Rb, Ba, Th, U, Pb, Zr, Y, Sc, Zn, средних, начиная с Gd, и тяжелых РЗЭ.

Гранитоиды второй фазы магнезиальные. Плагиограниты кальциевые и метаглиноземистые (ASI 0.92–0.99), калиевые гранитоиды третьей фазы известково-щелочные и щелочно-известковистые, перглиноземистые (ASI 1.10–1.15) с Eu-минимумом (Eu/Eu*=0.24–0.73). Характерно повышенное содержание Cs, Rb, Ba и положительная аномалия Pb. Для плагиогранитов характерно хорошо выраженное деплетирование Nb и Ta, в калиевых разностях оно менее заметно. Также наблюдаются отрицательные аномалии P и Ti. Плагиограниты обеднены РЗЭ (Σ РЗЭ=60.34 г/т), с нефракционированым распределением ($(La/Yb)_N$=1.13). Лейкограниты отличаются более фракционированным распределением РЗЭ $(La/Yb)_N$=1.74–4.31). Таннуольский комплекс характеризуется величинами εNd(T)=+5,7; +6.4. (T_{Nd}(DM-2st)) 0.67–0.72 млрд лет. Результаты U-Pb изотопного датирования (SHRIMP) ограничивают время формирования таннуольских гранитоидов диапазоном 510±6 – 492±6 млн лет.

Гранитоиды *чарашского комплекса* относятся к магнезиальным пералюминовым (ASI 0.99–1.20) гранитоидам известково-щелочного ряда с натриевым типом щелочности (Na_2O/K_2O=2.1–3.4). В отличие от плагиогранитов таннуольского комплекса, они имеют в среднем выше содержания K_2O, суммы щелочей, Rb, Sr, Th, Hf, но ниже содержания Nb, Y, Σ РЗЭ 31–58 г/т. Характерны минимумы по Ta, Nb и Ti и положительные «пики» по U, K, Pb, Sr. Распределение РЗЭ характеризуется резким преобладанием легкой группы над тяжелой ($(La/Yb)_N$ 8–39), преимущественно с положительной аномалией европия Eu 1.04–1.26. Часто, особенно для лейкогранитоидов, отмечается ковшеобразный загиб на спектрах в области тяжелых РЗЭ. По содержанию Yb (0.37–0.88 г/т), Al_2O_3 (14.46–17.70 %), высоким отношениям Sr/Y=67–196 и $(La/Yb)_N$=8–39 они отвечают плагиогранитам высокоглиноземистого типа, для которых предполагается формирование в обстановке повышенного давления (P>10–12 кбар) в равновесии с гранатсодержащим реститом, что подтверждает присутствие в породах высокобарного марганцовистого ильменита. Однако присутствие граната в породах второй фазы указывает на то, что он попадал и в ликвидусную фазу. Присутствие среди высокоглиноземистых гранитоидов пород с калиево-натриевым типом щелочности ($K_2O \geq Na_2O$) в основном характерно для лейкогранитоидов второй фазы чарашского комплекса. Лейкограниты этого типа также характеризуются высокими величинами отношений Sr/Y 38–69 и La/Yb 25–26.

В результате датирования циркона U-Pb методом (SHRIMP II) из тоналитов и плагиогранитов первой фазы чарашского комплекса получены конкордантные значения 506±4 (СКВО 1.5) и 503±3 млн лет (СКВО 0.0018). Лейкограниты из дайки, прорывающей монциониты зубовского комплекса, показали конкордантный возраст 495±5 млн лет (СКВО 0.023), соответствующий рубежу среднего и позднего кембрия. Тоналиты и плагиограниты характеризуются положительной величиной εNd(T) +4.4…+6.2, указывающей на мантийный источник расплавов, и величиной T_{Nd}(DM) 0.73–0.89 млрд лет.

U-Pb изотопный возраст и Sm-Nd изотопные системы пород таннуольского и чарашского комплекса практически совпадают. Геодинамическая обстановка формирования среднекембрийских гранитоидов рассматривается как аккреционно-коллизионная **[2]**. Предполагается, что высокоглиноземистые плагиограниты чарашского комплекса являются результатом плавления метабазитов деплетированного источника (MORB-типа) в низах коллизионного сооружения при давлении P>10–12 кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. Низкоглиноземистые плагиогранитоиды таннуольского комплекса формировались за счет плавления метабазитов в верхних частях этого коллизионного сооружения при меньшем давлении (P<8 кбар) и в равновесии с амфиболсодержащим реститом. На заключительном этапе среднекембрийского магматизма происходило существенное увеличение его калиевой щелочности, поэтому дайки и жилы лейкогранитов чарашского и таннуольского комплексов имеют сходные геохимические характеристики.

Меднопорфировое оруденение. С гранитоидами Теректыг-Чедерского массива связаны многочисленные проявления золоторудной, серебряной и медной минерализации. Потенциаль-

но продуктивными на меднопорфировое оруденение являются интрузивные образования зубовского и чарашского комплексов. Формирование латитового зубовского комплекса происходило в процессе фракционной кристаллизации щелочных мафических расплавов при плавлении метабазитов обогащенного мантийного источника, смешивающихся с материалом коры. Латитовый магматизм продуктивен на крупнообъемное медно-порфировое оруденение (пример – месторождение Бингхэм Каньон, США). Примечательно, что Re-Os возраст медно-порфирового оруденения на расположенном восточнее в 200 км крупном по запасам месторождении Ак-Суг составляет 517±3 млн лет **[4]** и совпадает с возрастом латитового зубовского комплекса. По величинам отношений Sr/Y и V/Sc фертильными в отношении медного оруденения **[3]** являются адакитовые гранитоиды коптинского и чарашского комплексов. Однако гранитоиды коптинского комплекса почти полностью переработаны более поздними интрузивными образованиями. Следует отметить, что продуктивные на золото-медно-порфировое оруденение малые порфировые интрузии с возрастом 507±2 – 490±4 млн лет, расположенные северо-западнее в 50 км месторождения Кызыкчадр, также имеют геохимические характеристики адакитоподобных (высоко Sr/Y и La/Yb) гранитоидов **[1]**. Возраст адакитового магматизма совпадает с Re-Os возрастом молибденита 508±34 млн лет (наши неопубликованные данные) в медно-порфировых рудах месторождения Кызыкчадр.

[1] *Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И.* Кызыкчадрское меднопорфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 70–79.

[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] *Loucks R.R.* Distinctive composition of copper-forming arc magmas // Australian Journal of Earth Sciences. 2014. V. 61. P. 5–16.

[4] *Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R.* Paragenesis and Re-Os molybdenite age of the Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tuva Republic, Russian Federation // Economic Geology. 2017. V. 112. P. 1021–1028.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 79–80

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЛАПТЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА (ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР, НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА, КРЯЖ ПРОНЧИЩЕВА): ОБОСНОВАНИЕ ЕДИНОГО БАССЕЙНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ОКРАИНЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев

Москва, Геологический институт РАН, danukalovamk@yandex.ru

Среднекаменноугольный-пермский бассейн на территориии Восточного Таймыра и севера Сибирской платформы долгое время рассматривался как продолжение Верхоянской окраины Сибири, обращенной к океану **[1]**. Участок шельфа, включающий Новосибирские острова, при этом находился по другую его сторону. В настоящее время почти все геологи согласились, что главным источником обломочного материала верхнепалеозойских пород Таймыра и севера Сибирской платформы являлся Северо-Таймырский ороген **[2–4]**. Новосибирские острова, однако, продолжают включать в террейн, чуждый Сибири и отделенный от нее в палеозое океаном **[5]**.

В докладе приводится сопоставление разрезов позднего палеозоя, изученных авторами в районе мыса Цветкова (юго-восток Таймыра), на кряже Прончищева и Новосибирских островах, с учетом опубликованных материалов. В начале позднего палеозоя во всех регионах, обрамляющих море Лаптевых, мелководное карбонатное осадконакопление сменилось терригенным. В пределах Горного Таймыра эта смена осуществилась в конце раннего – в среднем карбоне. Здесь среднекаменноугольные–пермские отложения представлены мощной (на востоке Таймыра более 5 км) толщей мелководно-морских и континентальных песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями каменных углей. Сходный разрез средневерхнепермских отложений, представленный в более мористых фациях, описан нами на кряже Прончищева.

На Новосибирских островах в раннем карбоне началось сравнительно резкое углубление морского бассейна, что привело к накоплению в течение карбона и перми черных сланцев и песчаных турбидитов. Нижняя граница глубоководной терригенной толщи на о. Бельковском приурочена к турнейскому веку, в западной части о. Котельный – к серпуховскому. Сходная последовательность фациальных изменений описана в дельте Лены, где также присутствуют глубоководные породы: карбонатное осадконакопление прекратилось в визейском веке, уступив место песчаным и тонкозернистым турбидитам **[4]**.

Распределение возрастов детритовых цирконов свидетельствует о том, что среднекаменноугольно-пермские отложения всех перечисленных районов обрамления моря Лаптевых формировались в пределах единого морского бассейна и получали кластику с Северо-Таймырского орогена. Фациальные особенности разрезов перми Восточного Таймыра и севера Сибири (кряж Прончищева) позволяют рассматривать эти обломочные толщи в качестве заполнения бассейна форланда, который открывался в сторону Верхоянской окраины, где описаны глубоководные отложения. Однако латеральные изменения фаций позднепалеозойских отложений Новосибирских островов плохо вписываются в конфигурацию предполагаемой окраины Сибири: в направлении с ЮЗ на СВ (от о. Бельковский к центральной части о. Котельный) глубоководные отложения сменяются мелководными. Ситуация, однако, меняется радикальным образом, если принять во внимание, что в позднем палеозое блок шельфа, включающий Новосибирские о-ва, был развернут против часовой стрелки относительно современного положения **[2].** При такой конфигурации глубоководные разрезы о. Бельковский и запада о. Котельный оказываются на продолжении глубоководных фаций Верхоянской окраины. Это позволяет рассматривать Новосибирские острова в составе единой палеогеографической системы, включающей Северо-Таймырский ороген, Центрально-Таймырскую транзитную зону, Южно-Таймырский прогиб, менее прогнутые бассейны севера Сибири и Верхоянскую окраину с некомпенсированным глубоководным осадконакоплением. Северо-Таймырский ороген продуцировал гигантское количество кластики, которая частично улавливалась активно прогибавшимся Южно-Таймырским

бассейном, но частично транспортировалась восточнее в направлении океана. На Новосибирских островах прогибание было некомпенсированным, и полного аналога Южно-Таймырского бассейна с многокилометровыми позднепалеозойскими обломочными толщами здесь нет. Переход от мелководной части бассейна, через которую проходил транзит Северо-Таймырской кластики, к глубоководной окраине континента здесь осуществлялся более резко.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00176).

[1] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.

[2] *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. P. 86–108.

[3] *Zhang X., Omma J., Pease V., Scott R.* Provenance of Late Paleozoic–Mesozoic sandstones, Taimyr Peninsula, the Arctic // Geosciences. 2013. V. 3. P. 502–527.

[4] *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.

[5] *Ershova V.B., Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Tuchkova M.I., Fedorov P.V., Kazakova G.G., Shishlov S.B., O'Sullivan P.* Trans-Siberian Permian rivers: A key to understanding Arctic sedimentary provenance // Tectonophysics. 2016. V. 691, part A. P. 220–233.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 81–82

ЮВЕНИЛЬНАЯ КОРА В ОБЛАСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ТУГНУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО SM-ND ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Е.И. Демонтерова, А.В. Аржанникова, А.В. Иванов, Е.А. Михеева, С.Г. Аржанников

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Формирование континентальных осадочных толщ юрского возраста в южной части Сибирского континента и его обрамления связано с рельефообразующими процессами, вызванными развитием Монголо-Охотского орогенного пояса. Закрытие Монголо-Охотского океана привело к коллизии континентальных масс и росту гор, что фиксируется в осадочных толщах юрских впадин. Анализ продуктов разрушения гор позволяет фиксировать как начало формирования горного рельефа, так и его эволюцию, выраженную в выводе на поверхность коры разного возраста. Подобная работа нами проведена по Иркутскому угольному бассейну, расположенному на кратонном основании Сибирской платформы **[1, 2]**. В данной работе представлены Sm-Nd данные, полученные по юрским осадкам Тугнуйской впадины, сформировавшейся в складчатом обрамлении кратона.

Тугнуйская впадина является ярким представителем юрских забайкальских впадин с осадочно-вулканогенным наполнением. Осадки снизу вверх представлены: конгломератами и песчаниками березовской свиты; осадочно-вулканогенной ичетуйской свитой; мелкозернистыми осадками, реже конгломератами и угольными прослоями тугнуйской свиты; гравелитами и песчаниками галгатайской свиты; завершает разрез гусиноозерская серия, сложенная разнообразными осадками от конгломератов до аргиллитов с пропластками углей. Мощность осадков впадины варьируется от 50 до 500 м и более **[3]**. Возраст осадков в свое время обосновывался находками среднеюрской флоры и фауны **[4, 5]**. Позже за счет датирования вулканитов ичетуйской свиты K-Ar и Rb-Sr методами возраст осадков стал считаться позднеюрским **[6, 7 и ссылки в них]**. Нами получена $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировка 168.3±1.1 млн лет, которая соответствует концу первой половины средней юры **[8]**. По минералогическим и литологическим особенностям основная часть песчаников Тугнуйской впадины характеризуется плохой сортировкой и преобладанием неокатанных и полуокатанных минералов и обломков пород. При рассмотрении геохимии песчаников Тугнуйской впадины видно, что они попадают в поле осадков первого цикла и являются представителями граувакк, лититов и аркоз.

Для Sm-Nd изотопного анализа отбирались образцы песчаников трех основных свит (березовской, ичетуйской и тугнуйской), слагающих Тугнуйскую впадину. При рассмотрении изотопного состава Nd видно увеличение εNd и снижение модельного возраста от нижней части к верхней части разреза юрских отложений Тугнуйской впадины. Осадки нижней березовской свиты характеризуются наиболее низкими εNd_{175} –1.6 при расчетных значениях модельного возраста T_{DM} 1019–1030 млн лет. Вулканогенно-осадочной толще ичетуйской свиты соответствуют значения εNd_{168} –0.9…+0.5 и T_{DM} 884–934 млн лет. Для образца нижней части разреза тугнуйской свиты получено значение εNd_{170} +1.3, а модельный возраст снижается до T_{DM} 619 млн лет. Таким образом, Sm-Nd изотопные данные показывают, что с течением времени вклад молодой коры в область осадконакопления Тугнуйской впадины увеличивается. Аналогичные данные нами получены ранее по Иркутскому бассейну **[1, 2]**. По нашему мнению, это признак активных денудационных процессов, связанных с коллизией и развитием горной системы в Забайкалье при закрытии Монголо-Охотского океана, приводящих к постепенному выведению горизонтов ювенильной коры в область размыва (или денудации).

Для данной работы использовалось оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 17-05-00191.

[1] *Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Фролов А.О. и др.,* Смена условий осадконакопления в Иркутском угольном бассейне по геохимическим и Sm-Nd изотопным данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25, № 4. С. 3–25.

[2] *Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.M., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V.* Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian craton: Sm-Nd and U-Pb provenance study // Bulletin de la Société Géologique de France. 2017. V. 188. 8.

[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] *Мартисон Г.Г.* Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 340 с.

[5] *Колесников Ч.К.* Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока / Ред. Г.Г. Мартинсон. М.-Л.: Наука, 1964. С. 5–138.

[6] *Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н.* Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области // ДАН. 1995. Т. 345, № 5. С. 648–652.

[7] *Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф.* Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // ДАН. 1997. Т. 352, № 6. С. 799–803.

[8] *Аржанникова А.В., Фролов А.О., Жоливе М. и др.* О корреляции юрских отложений Присаянской свиты Иркутского бассейна и Тугнуйской свиты Юго-Западного Забайкалья по данным палеоботанических и геохронологических исследований // Геология и геофизика. 2018. в печати.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 83–85

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЗАПИСЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) ПО ДАННЫМ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

А.А. Добрынина[1, 2], В.В. Чечельницкий[3], В.А. Саньков[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
[3] Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, chechel@crust.irk.ru

В период 1976–1987 гг. на территории Иркутской области, Забайкальского края (Восточная Сибирь) и Республики Саха (Якутия) было произведено десять подземных ядерных взрывов (ПЯВ) мощностью от 3.2 до 15 кт. Взрывы на территории Иркутской области и Забайкальского края были произведены с научной целью, они вошли в состав сверхдлинных профилей глубинного сейсмического зондирования «Рифт» и «Метеорит» (три взрыва) **[1]**. Остальные семь взрывов, локализованные на юго-западе Республики Саха, имели коммерческое применение (увеличение добычи нефти, строительство нефтехранилища и пр.) **[2]**. ПЯВ были зарегистрированы байкальской региональной сетью сейсмических станций, локализованной в Байкальском рифте и на прилегающих территориях. Известен ряд работ, посвященых исследованию взрывов в Республике Саха по данным якутской региональной сети сейсмических станций **[2–4]**. Однако до настоящего времени данные байкальской сети для обработки ПЯВ не привлекались.

В период проведения ПЯВ сейсмический мониторинг на территории Байкальского рифта проводился на базе Института земной коры СО АН СССР Байкальской опытно-методической сейсмологической экспедицией (в настоящее время – Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН»). В период 1976–1987 гг. сеть состояла из 20 постоянных и 12 временных аналоговых сейсмических станций, оснащенных короткопериодной и длиннопериодной аппаратурой. Регистрация сейсмических событий велась в непрерывном режиме с фиксацией на фотобумагу, скорость развертки составляла 1 и 2 мм/с. В рассматриваемый период времени в районе Северо-Муйского тоннеля (трасса БАМ) действовала локальная временная сеть сейсмических станций, поэтому большинство станций (19) оказалось сосредоточено в районе северо-восточного фланга Байкальского рифта. Расстояния от эпицентров ПЯВ до сейсмических станций варьируются в пределах ~250–1410 км.

В ряде публикаций, а также на сайте Международного сейсмологического центра приводятся координаты и глубины ПЯВ, определенные разными способами: геодезическим **[3, 5]**, сейсмическим (по телесейсмическим данным сейсмологических агентств мира (ISC)), для взрывов, входящих в состав сверхдлинных профилей «Рифт» и «Метеорит», также по архивным данным **[1]**. Для каждого взрыва имеется от шести до девяти различных определений параметров очага. Координаты эпицентров и глубины, время в очаге, а также магнитуды событий могут очень сильно различаться (различия в координатах могут составлять несколько градусов, а глубины варьируются от 0 до 38.3 км).

В настоящей работе релокализация эпицентров выполнялась с помощью программы HYPOICENTER **[6]**, использовались скоростные модели, полученные для Сибирского кратона и складчатой области на сверхдлинных профилях «Рифт» и «Метеорит» **[1]**. Для взрывов на территории Республики Саха релокализация проводилась по данным всех станций сети, а также с учетом времени прихода сейсмических волн только на станции, локализованные на северо-восточном фланге. При расчете глубины гипоцентров фиксировались к глубинам, приведенным в **[5]**. Отклонение по времени варьируется в пределах от 0.5 до 5.2 с, смещение координат эпицентра в отдельных случаях может достигать ~40 км. Значительные отклонения во времени в очаге и ошибки в определении эпицентров, полученные при релокализации МЯВ по данным байкальской региональной сети станций, могут объясняться как односторонним расположени-

ем и удаленностью сейсмических станций, так и неудовлетворительной скоростной моделью среды, выбранной для расчетов. Сопоставление реального времени прихода сейсмических волн от ПЯВ на территории Республики Саха с теоретическим показало, что для коровой продольной волны Pg наблюдается запаздывание во времени прихода, в то время как для верхнемантийных волн Pn и Sn, наоборот, наблюдаются более ранние приходы. Для волны Sg теоретическое и наблюдаемое время прихода совпадают. Это также свидетельствует о том, что реальная скоростная структура на трассе от эпицентров ПЯВ до Байкальского рифта может значительно отличаться от выбранной модели. Проблема выбора модели осложняется тем, что трасса «источник – приемник» проходит через две древние тектонические структуры – консолидированный Сибирский кратон и Саяно-Байкальскую складчатую область, отличающуюся высокой степенью неоднородности. В неотектоническом и современном плане эта территория делится на блоки, относящиеся к Североевразийской и Амурской литосферным плитам, разделенным активными структурами Байкальской рифтовой системы.

Для построения региональных годографов и определения скоростей сейсмических волн в коре и верхней мантии региона использовалось время прихода прямых и отраженных от границы Мохо объемных волн. Всего было получено 540 значений времени прихода сейсмических волн: 161 – Pg, 139 – Pn, 108 – Sg и 132 – Sn. Согласно полученным данным скорости сейсмических волн в коре составляют: V_{Pg}=6.12±0.03 км/с и V_{Sg}=3.58±0.02 км/с и в верхней мантии – V_{Pn}=8.25±0.03 км/с, V_{Sn}=4.57±0.03 км/с.

В целом, скорости сейсмических волн в коре и верхней мантии региона, полученные в настоящей работе, достаточно хорошо согласуются с результатами исследований скоростного строения Байкальского рифта и окружающих территорий. В частности, полученные значения скоростей продольных волн в верхней мантии (V_{Pn}=8.25 км/с) соответствуют значениям скоростей на границе Мохо (8.0 км/с), определенным по результатам сейсмического профилирования в Байкальском рифте **[1]**. Скорости поперечных Sn-волн хорошо согласуются с результатами инверсии приемных функций – V_S=4.4–4.5 км/с **[7]**. Пониженные значения скоростей сейсмических волн в мантии Байкальского рифта относительно Сибирского кратона отражают результаты проявления активных деформаций литосферы в зоне современной внутриплитной границы Евразийской и Амурской литосферных плит.

По записям ПЯВ, полученным на региональных сейсмических станциях якутской сети, ранее в работах предшественников были определены скорости P и S-волн в коре и верхней мантии Сибирского кратона: Pn=8.313 км/с, Pg=6.158 км/с, Sn=4.695 км/с и Sg=3.594 км/с **[2]** и Pn=8.27 км/с, Pg=6.20 км/с, Sn=4.67 км/с и Sg=3.55 км/с **[4]**. Видно, что значения скоростей сейсмических волн в верхней мантии, полученные в настоящей работе для тех же событий по станциям Байкальского региона, значительно ниже: ~0.2–0.8 % для P-волн и ~0.4–2.7 % для S-волн, а в коре, напротив, выше ~0.6–1.3 %. Такое пространственное распределение скоростей сейсмических волн хорошо согласуется с моделью SibCrust: для территории Сибирского кратона скорости Pn-волн равны ~8.2 км/с, средняя кора характеризуется пониженными скоростями P-волн (до 5.2 км/с), в кристаллическом коровом фундаменте V_{Pg}=6.6 км/с; для Саяно-Байкальской складчатой области отмечается понижение сейсмических скоростей в мантии до 8.1 км/с, а в коре и фундаменте, наоборот, повышение – V_{Pg}=5.8–6.7 км/с **[8]**.

Низкие скорости сейсмических волн указывают на существование низкоскоростных аномалий в регионе под земной корой Байкальской рифтовой системы. Ранее существование аномально низких скоростей сейсмических волн под границей Мохо в Байкальском рифте было установлено по данным ГСЗ **[9]**. Также расчеты сейсмической добротности литосферы показали наличие слоя с высоким затуханием сейсмических волн под корой северо-восточного фланга Байкальского рифта **[10]**. Существование этого слоя связывается с возможным частичным плавлением вещества под корой **[11]** в зоне современной межплитной границы.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-05-00826_а.

[1] *Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I.* Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 33–52.

[2] *Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Steck L.K., Stead R.J.* Seismic characterization of Northeast Asia and analysis of the Neva peaceful nuclear explosions // Proceedings of the 27th seismic research review: ground-based nuclear explosion monitoring technologies. 2005. P. 61–70.

[3] *Mackey K.G., Fujita K., Abishev A., Bergman E.* Improvement of GT classification of Soviet PNEs // NNC RK Bulletin. 2016. № 2 (66). P. 123–127.

[4] *Burkhard K.M., Eriksen Z.T., Mackey K.G.* Peaceful Nuclear Explosion Seismogram Analysis: Constraining the Velocity Structure of Eastern Siberia // Abstract of 2016 AGU Fall Meeting. 2016. T43B-3047. http://abstractsearch.agu.org/meetings/2016/FM/T43B-3047.html.

[5] *Sultanov D.D., Murphy J.R., Rubinstein Kh.D.* A seismic source summary for soviet peaceful nuclear explosions // Bulletin of the Seismological Society of America. 1999. V. 89. P. 640–647.

[6] *Lienert B.R., Berg E., Frazer L.N.* HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares // Bulletin of the Seismological Society of America. 1986. V. 76. P. 771–783.

[7] *Мордвинова В.В.* Строение земной коры и верхней мантии Центральной Азии по данным телесейсмических объемных волн: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. 35 с.

[8] *Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.* Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 154–183.

[9] *Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.* Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.

[10] *Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В.* Новые данные о затухании сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // ДАН. 2016. Т. 468, № 1. С. 88–92.

[11] *Поспеев А.В.* Скоростная структура верхней мантии и региональная глубинная термодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3, № 4. С. 377–383. doi:10.5800/GT-2012-3-4-0080.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 86–87

СМЕШЕНИЕ БАЗИТОВОЙ И ГРАНИТНОЙ МАГМ В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ НА ПРИМЕРЕ ТАСТАУСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

К.А. Докукина[1], В.Г. Владимиров[2, 3], П.А. Докукин[4]

[1] Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vvg@igm.nsc.ru
[3] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[4] Москва, Российский университет дружбы народов, dokukin_pa@rudn.university

Особенности взаимодействия базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях были изучены в Тастауской вулканоплутонической кольцевой структуре Чарского офиолитового пояса (Восточный Казахстан) **[1]**. Современный облик Чарского пояса сформировался в процессе закрытия Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна при позднегерцинской коллизии Казахского и Сибирского континентов **[2, 3]**. Изверженные породы тастауской серии пересекают слабо- и неметаморфизованные карбонатно-терригенные толщи бассейна и проявлены в виде кольцевых или линейных вулканических или вулканоплутонических структур, а также интрузивов, которые образуют региональный пояс северо-западного простирания, прослеживающийся более чем на 400 км от границы с Китаем до Семипалатинского Прииртышья.

В строении Тастауской структуры участвует широкий спектр магматических пород: многофазные гранитоиды, габбро-нориты и габбро-диориты. Комбинированные интрузии пространственно приурочены к контактам базитов с гранитоидами. Для них характерны обильные включения габброидов и роговиков от вполне обособленных до полностью дезинтегрированных и замещенных, пятнистая текстура с чрезвычайно неравномерным распределением лейкократового и фемического материала и наложенный характер крупных порфировых кристаллов биотита или, что значительно реже, игольчатого амфибола. В составе комбинированных интрузий присутствуют разные по составу и степени контаминации кислым материалом включения: микрогаббро, габбро-порфириты, габбро-диориты, кварцевые диориты.

Полевые и петрографические данные демонстрируют, что мафическая и кислая породы интенсивно взаимодействовали с формированием композитных и гибридных пород. В композитных зонах мелкозернистые внешние зоны, зазубренные границы, округлые и пиллоу-подобные формы и магматические текстуры включений ясно указывают на их магматическое происхождение: капли мафической магмы, внедренной в частично или полностью жидкую гранитную магму. Механическое смешение магм (минглинг) сопровождалось процессами химического взаимодействия (миксинг), на что указывают наблюдения в шлифах и непрерывный ряд промежуточных по составу синплутонических пород между базитовыми и гранитными компонентами.

Геохимические данные позволяют предполагать, что породы среднего состава в синплутонических интрузиях представляют собой гибридную магму, производную двух компонентов: габброидов обогащенного мантийного источника, смешанного с гранитным расплавом, являющимся следствием анатексиса метаосадочных пород. Этот вывод следует из полевых наблюдений и петрологических исследований. Реологические расчеты **[4]** показывают, что контраст по вязкости и плотности не является барьером для миксинга водонасыщенных базальтовой (1100 °С) и гранитной (800–900 °С) магм.

Модель магматического миксинга протестирована с использованием геохимического моделирования **[5]**. За крайние члены процесса смешения выбраны образцы негибридизированного оливинового габбро-норита и наиболее кислые по составу фельзиты, являющиеся по составу крайними членами в спектре пород Тастауской структуры. Тест проводился для мафических включений среднего состава. Линейный тренд распределения отношений элементов имеет хорошую корреляцию, фракция фельзитовой магмы в этих примерах составляет 37 % и 52 % для

главных элементов **[1]**. Эти результаты были, в свою очередь, протестированы с использованием полученных процентных соотношений для содержания рассеянных и редких элементов. Расчетные результаты совпадают с реальным составом гибридных мафических пород Тастауской вулканоплутонической структуры **[1]**.

Ассоциация гранитоидов, производных коры, и габброидов, производных обогащенной мантии в субвулканических условиях, делает вероятным то, что базитовая и кислая магмы взаимодействовали в течение их подъема. Многообразие синплутонических пород, неравновесные фенокристы, текстура и состав гибридных пород демонстрируют сильный градиент по температуре, вязкости, содержанию кристаллов между гранитной и мафической магмами. Предлагается модель, в которой близколиквидусная базальтовая магма внедряется и дезинтегрируется в гранитной субликвидусной магме ниже субвулканического уровня. Базальтовая магма внутри вязкой гранитной субстанции теряет интрудирующую силу, неоднородное остывание сопровождается неоднородным возрастанием вязкости, консолидацией и закалкой. Внедрение гранитной магмы, включающей в себя мафические компоненты, происходило, вероятно, в условиях турбулентного течения. Полевые наблюдения структур течения и деформации мафических включений в гранитной магме подтверждают последний вывод. Формирование широкого спектра составов гибридных пород и приобретение всеми породами схожих геохимических характеристик по рассеянным и редким элементам могло происходить в открытой системе для обмена кристаллами, флюидом и ионами и предшествовать закалке мафических включений. Текстурные данные предполагают, что мафические глобули остывали быстро и, таким образом, диффузионный обмен между магмами был, вероятно, незначительный. Композиционное сходство между включениями и вмещающей магмой было, очевидно, обусловлено транспортом и обменом остаточного флюида при температурах между солидусом двух магм и субсолидусными реакциями. Обмен ксенокристами между магмами происходил, по-видимому, в условиях глубинной (относительно настоящего уровня) магматической камеры в условиях термального равновесия, при процессах диспергированного внедрения близколиквидусного базальта в гранитную жидкую магму, содержащую небольшой объем ксенокристов. Вероятно, с этим же процессом связано появление относительно крупных тел синплутонических диоритов – продуктов гомогенизации базальтовой и гранитной магм. Реологические свойства мафических и кислых компонентов, находящихся в термальном равновесии, создают благоприятные условия для гибридизации, которые также зависят от объемной составляющей мафической магмы (например **[6]**).

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 16‑05‑01011) и Министерства образования и науки РФ по Программе повышения конкурентоспособности РУДН «5-100» среди ведущих мировых научно-образовательных центров на 2016-2020 гг.

[1] *Докукина К.А., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г.* Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях (на примере Тастауского интрузивного комплекса Восточного Казахстана) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 804–826.

[2] *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.

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

[4] *Neves S.P., Vauchez A.* Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil // Lithos. 1995. V. 34. P. 275–299.

[5] *Fourcade S., Allegre C.J.* Trace elements behavior in granite genesis: A case study The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1981. V. 76. P. 177–195.

[6] *Frost T.P., Mahood G.A.* Styles of mafic-felsic magma interaction: the Lamarck granodiorite, Sierra Nevada, California, USA // Geological Society of America Bulletin. 1987. V. 99. P. 272–291.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 88–89

НАИБОЛЕЕ ДРЕВНИЕ (~1.9 МЛРД ЛЕТ) ДАЙКИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Т.В. Донская[1], Д.П. Гладкочуб[1], А.М. Мазукабзов[1], С.А. Писаревский[2], С. Денишин[3], З.Л. Мотова[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tanlen@crust.irk.ru
[2] Перт, Австралия, Университет Куртина, Sergei.Pisarevskiy@curtin.edu.au
[3] Перт, Австралия, Университет Западной Австралии, steven.denyszyn@uwa.edu.au

Протерозойские рои даек основного состава широко распространены в пределах Сибирского кратона **[1–5]**. Среди них выделяется несколько групп, отличающихся друг от друга по возрасту, составу, тектонической позиции и площади распространения **[1–4]**. Например, неопротерозойские дайки отмечаются вдоль всего южного фланга Сибирского кратона, имеют примитивный состав и связаны с распадом суперконтинента Родиния **[1–3]**. Напротив, мезопротерозойские дайки локализуются на ограниченных площадях в пределах кратона, по составу близки базальтам OIB-типа и связаны с влиянием мантийных плюмов **[4, 6]**. Наиболее древними среди палеопротерозойских даек Сибирского кратона признаются дайки ангаульского комплекса, распространенные локально в пределах Урикско-Ийского грабена **[1, 2]**. Данная работа посвящена определению возраста, геохимической характеристике и выявлению тектонической позиции этих даек.

Урикско-Ийский грабен располагается в южной части Сибирского кратона между Шарыжалгайским и Бирюсинским выступами фундамента. В строении грабена выделяется серия свит раннепротерозойского возраста (снизу вверх): шаблыкская, большереченская (ингашинская), далдарминская, урикская (аршанская), а также ангаульская, одайская и ермасохинская **[7]**. Дайки ангаульского комплекса прорывают в Урикско-Ийском грабене породы нижних частей разреза, преимущественно осадочные образования ингашинской свиты, распространенные в западной и северо-западной частях грабена, и не встречаются в ограничивающих грабен Шарыжалгайском и Бирюсинском выступах фундамента **[3]**. Дайки имеют северо-западное простирание и характеризуются крутыми углами падения. Протяженность даек достигает 3–5 км, а мощность варьируется от первых метров до 50–200 м.

Дайки представлены габбро-долеритами и долеритами, главными минералами которых являются плагиоклаз и пироксен. Для большинства пород характерны интенсивные вторичные изменения. По химическому составу габбро-долериты и долериты даек соответствуют базальтам нормального щелочного ряда. Породы принадлежат к толеитовой серии и на диаграмме Al_2O_3–(FeO*+TiO_2)–MgO **[8]** компактно располагаются в поле высокожелезистых толеитов. Габбро-долериты и долериты представляют собой дифференцированные разности, значения mg# варьируются в них от 36 до 58. Породы характеризуются умеренными содержаниями TiO_2=1.1–3.1 мас. % и P_2O_5=0.09–0.31 мас. %, которые хорошо коррелируются с mg#. На мультиэлементных спектрах габбро-долеритов и долеритов отмечается отрицательная аномалия по Nb. Отрицательное значение $\varepsilon_{Nd}(T)$, равное –3.9, было получено для одного образца габбро-долерита. Совокупность геохимических данных свидетельствует о том, что габбро-долериты и долериты ангаульского комплекса были образованы за счет плавления мантийного источника, контаминированного коровым материалом. Составы габбро-долеритов и долеритов наиболее близки составам континентальных базальтов.

Определение возраста даек было проведено двумя методами. Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона, отобранных из пробы 06429, проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). По девяти точкам изученного циркона была построена дискордия, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1913±24 млн лет. U-Pb определение возраста по единичным зернам бадделеита, выделенного из пробы 1629, было проведено методом ID-TIMS в Университете Западной Австралии (г. Перт, Австралия). По пяти зернам бадделеита был рас-

считан средневзвешанный $^{206}Pb/^{207}Pb$ возраст 1914±2 млн лет. Совпадение оценок возраста, полученных по циркону и бадделеиту, отобранным из габбро-долеритов, позволяет с большим доверием относиться к полученным результатам и принимать оценку возраста 1914±2 млн лет как наиболее точную для габбро-долеритов ангаульского комплекса.

Габбро-долериты и долериты ангаульского комплекса прорывают породы ингашинской свиты, сложенные преимущественно метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации полевошпатово-кварцевыми и полимиктовыми гравелитопесчаниками, песчаниками и алевролитами, составляющими градационные ритмы **[7]**. По своему химическому составу терригенные породы ингашинской свиты отвечают аркозам и субаркозам, образованным главным образом за счет разрушения магматических пород кислого состава **[9]**. Анализ возрастных спектров детритовых цирконов из песчаника ингашинской свиты показывает, что основной пик отвечает значению возраста 1963 млн лет, а небольшой пик наиболее молодых цирконов соответствует возрасту 1909 млн лет, т.е. возрасту, сопоставимому с возрастом габбро-долеритов ангаульского комплекса. Отметим, что вопрос об источнике цирконов с возрастом ~1960 млн лет требует внимательного изучения, так как в пределах Шарыжалгайского и Бирюсинского выступов фундамента Сибирского кратона геологические комплексы подобного возраста до настоящего времени не обнаружены. Как было показано ранее коллективом авторов этой работы **[7]**, накопление пород ингашинской свиты происходило в пределах древнего бассейна седиментации рифтогенной природы, который был образован после присоединения Бирюсинского блока к крупному Тунгусскому супертеррейну Сибирского кратона.

Близость оценок возраста самых молодых детритовых цирконов в породах ингашинской свиты и возраста прорывающих их габбро-долеритов ангаульского комплекса, а также внутриконтинентальная природа осадочных и магматических образований свидетельствуют о том, что накопление осадочных толщ и внедрение даек отвечают единому раннепротерозойскому этапу внутриконтинентального растяжения, обусловленному коллапсом орогена, возникшим в результате коллизии Бирюсинского блока и Тунгусского супертеррейна. На начальных этапах этого внутриконтинентального растяжения могло происходить накопление пород ингашинской свиты, а на завершающих этапах – внедрение даек ангаульского комплекса.

Исследования выполнены в рамках проектов РФФИ № 16-05-00642, 15-05-05863.

[1] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А.* Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.

[2] *Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 660–668.

[3] *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.

[4] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ernst R.E., Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Söderlund U.* Proterozoic dyke swarms of the Siberian craton and their geodynamic implications // Acta Geologica Sinica (English Edition). Special Issue: The Seventh International Dyke Conference: Dyke Swarms: Keys to Paleogeographic Reconstruction IDC7, 18–20 August, Beijing. 2016. V. 90, № S1. P. 6–7.

[5] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9, № 6. P. 464–469.

[6] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р., Станевич А.М.* Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 856–873.

[7] *Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А.* Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 17–31.

[8] *Jensen L.S.* A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Miscellaneous Paper 66. Ontario Department of Mines, 1976. 22 p.

[9] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Мотова З.Л.* Три возрастных уровня накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена (юг Сибирского кратона): результаты U-PB LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 76–80.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 90–91

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПЕРМОТРИАСОВЫХ ПЛЮМОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО Pb-Sr ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

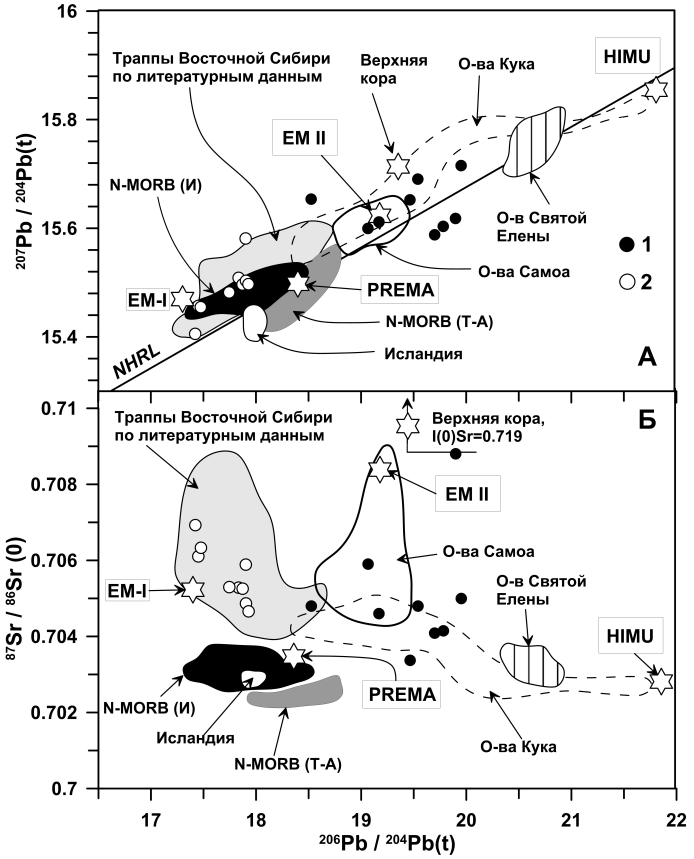
С.И. Дриль, А.Я. Медведев, М.И. Кузьмин

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

Современными исследованиями обоснована абсолютная, т.е. в географических координатах, модель движения Сибирского палеоконтинента в фанерозое **[1, 2 и др.]**, свидетельствующая о том, что в течение почти всего этого времени палеоконтинент находился в зоне влияния Праафриканского суперплюма **[1]**. Исландская горячая точка расположена на западной границе Африканского горячего мантийного поля (LLSVP), и именно над ней на рубеже перми и триаса находился Сибирский палеоконтинент, когда в результате активности этого плюма произошло формирование сибирских траппов и Западно-Сибирской рифтовой системы **[3, 4]**.

Согласно оценкам **[5]**, Сибирская трапповая провинция (СТП) и Западно-Сибирская рифтовая система (ЗСРС) имеют одинаковую суммарную тепловую мощность на подошвах плюмов. Объемы синхронно излившихся магм для этих двух крупных магматических провинций также соизмеримы. Синхронность проявления, пространственная близость и сопоставимая энергетика могут служить указанием на сходство природы этих термохимических плюмов. Однако исследования изотопного состава базальтоидов, продуцированных ими, свидетельствуют о гетерогенности источников вещества.

Диаграмма зависимости изотопного состава свинцов в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ (рисунок, *А*) свидетельствует о том, что точки составов базальтоидов как СТП, так и ЗСРС



Диаграммы зависимости изотопного состава: ***А*** **– свинца ($^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$);** ***Б*** **– стронция и свинца ($^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{206}Pb/^{204}Pb$).** Условные обозначения – фигуративные точки составов пермотриасовых вулканитов Западной Сибири (*1*) и Восточной Сибири (*2*); N-MORB (И) – поле составов базальтов MORB Индийского океана по литературным данным; N-MORB (Т-А) – поле составов базальтов MORB Тихого и Атлантического океанов по литературным данным; поле составов базальтов Исландии по **[6]**.

группируются вдоль линии NHRL. При этом первые в значительной степени перекрываются с полями составов атлантических, тихоокеанских и индийских MORB, указывая на связь с истощенным мантийным источником и, отчасти, с умеренно истощенным источником PREMA. Вторые отчетливо смещены в область более радиогенных изотопных составов свинца по отношению к источнику MORB и PREMA, располагаясь на участке тренда от источника EM-II к источнику HIMU. Влияние источника HIMU на состав базальтоидов, продуцировавшихся Исландской горячей точкой в позднепалеозойское время, ранее не отмечалось.

Диаграмма зависимости изотопного состава стронция от изотопного состава свинца базальтоидов в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr–^{206}Pb/^{204}Pb$ (рисунок, *Б*) в целом подтверждает сделанные выше заключения, но позволяет более ясно выявить степень влияния корового компонента на состав магматических пород. Так, изотопный состав стронция в базальтоидах как СТП, так и ЗСРС более радиогенный по сравнению с источниками MORB и PREMA, причем для некоторых составов контаминация коровым веществом весьма существенна. При этом изотопный состав свинца в базальтоидах СТП соответствует истощенному и умеренно истощенному источнику, а в магматитах ЗСРС намечается тренд от умеренно истощенного источника PREMA к источнику HIMU.

Таким образом, анализ оригинальных и накопленных литературных данных по изотопному составу Sr и Pb в пермотриасовых продуктах магматической деятельности Исландского плюма, ответственного за формирование магматических комплексов СТП и ЗСРС, позволяет сделать вывод о существенной гетерогенности системы источников вещества внутриплитовых базальтоидов.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 15-05-05079, 17-05-00928 и президентского гранта РФ НШ-9638.2016.5.

[1] *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.

[2] *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Тектоника плит и мантийные плюмы – основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 11–30.

[3] *Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В.* Пространственно-временные соотношения рифтогенных и покровных базальтов Сибирской платформы // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: НИЦ ОИГГИ СО РАН, 1996. С. 104–108.

[4] *Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П.* Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}Ar/^{39}Ar$ данным) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 588–591.

[5] *Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н.* Геодинамические режимы мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1092–1105.

[6] *Mertz D.F., Devey C.W., Todt W., Stoffers P., Hofmann A.W.* Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 107. P. 243–255.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 92–94

СЕРЫЕ ГНЕЙСЫ ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН). КЛАССИФИКАЦИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

С.В. Ефремов

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

Серыми гнейсами называется ассоциация магматических, метамагматических и метаосадочных горных пород, развитых в пределах древних (архейских) кратонов. Они рассматриваются как фрагменты «протокоры», образовавшиеся на ранних стадиях эволюции Земли, и являются важным источником информации о ранних этапах эволюции нашей планеты. Согласно современным представлениям, в состав серых гнейсов входят породы тоналит-трондъемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГА), амфиболиты, калиевые гранитоиды и, иногда, метаосадочные породы **[1]**.

Гарганская глыба является фрагментом архейской континентальной коры (2.7 млрд лет, U/Pb по цирконам **[2]**). Она находится в восточной части Восточного Саяна, в верховьях рек Ока, Китой, Урик водосборного бассейна р. Ангары. Впервые в пределах глыбы серые гнейсы были выделены В.Н. Лодочниковым и названы плейрогнейсами (плагиогнейсами, в которых основной плагиоклаз был замещен альбитом, клиноцоизитом и мусковитом).

В состав серых гнейсов Гарганской глыбы входят породы ТТГА, амфиболиты и калиевые граниты. Породы ТТГА представлены амфибол-биотит-плагиоклазовыми гранитоидами, по составу соответствующими тоналитам и трондъемитам. Содержание SiO_2 в этих породах колеблется от 65 до 71 мас. %, Na_2O – от 4.7 до 6.5 мас. %, K_2O – от 1 до 2 мас. %, Al_2O_3 – от 15.6 до 16.4 мас. %, $Mg^{\#}$ – от 0.4 до 0.5. Они обладают высокими концентрациями легких редкоземельных элементов (LREE), Sr, повышенными концентрациями Cr, Ni, низкими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов (HREE) и Y. По своей геохимической характеристике они полностью соответствуют ТТГА с низкими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов (Low HREE TTG)/ТТГА зон высоких давлений (HP TTG) **[1]**.

Группа калиевых гранитоидов представлена биотит-калишпат-плагиоклазовыми гнейсами, по химическому составу соответствующими гранитам и лейкократовым гранитам. Они обладают высокими содержаниями SiO_2 (72.1–74.8 мас. %), близкими концентрациями Na_2O и K_2O (в пределах 3–5 мас. %), умеренными концентрациями Al_2O_3 (14.1–15.3 мас. %), невысокой магнезиальностью ($Mg^{\#}$=0.10–0.26), повышенными концентрациями Ba, Th, U, LREE, невысокими концентрациями HREE и Y. По своей геохимической характеристике они вполне соответствуют калиевым гранитам серогнейсовых толщ **[1]**, отличаясь от последних более низкими концентрациями HREE и Y.

Амфиболиты по минеральному составу соответствуют амфиболовому габбро. Содержание SiO_2 в этих породах колеблется от 44 до 50 мас. %, им свойственны слабо повышенные концентрации K_2O, Na_2O, Rb, Ba, Sr, LRE и HRE элементов, высокие концентрации MgO. По своей вещественной характеристике они вполне соответствуют обогащенному щелочами габбро, типичному для серогнейсовых толщ архейских кратонов **[3]**.

Для генетических построений используем современные представления о происхождении этих типов пород. В отношении образования калиевых гранитоидов существует довольно устоявшаяся точка зрения. Большинство исследователей связывает их образование с рециклингом ранее существовавшей континентальной коры **[3** и ссылки в этой работе**]**. Наши данные не противоречат этим представлениям, однако требуют уточнения модели плавления (не дегидратационное), для сохранения величин LREE/HREE отношений.

Образование ТТГА и амфиболитов должно рассматриваться в рамках единой модели, так как позволяет оценить участие вещества верхней мантии в их генезисе. Проблема образования пород ТТГА (формирование континентальной коры на ранних этапах развития Земли) является

крайне дискуссионной. Как правило, наибольшие споры вызывают геодинамические модели, построенные на базе геохимической и изотопной информации. Суть этих споров сводится к вопросу о существовании субдукции в архее и механизмах генерации магм ТТГА.

В целом, для решения генетических проблем образования ТТГА Гарганской глыбы мы абстрагируемся от геодинамических построений, остановившись на фиксации геохимических характеристик пород, отражающих условия генерации магм и их продвижение к дневной поверхности.

Практически все исследователи связывают образование магм ТТГА с плавлением гидратированного базальта в различных P-T условиях. В основе генетических построений лежит отчетливая связь геохимической характеристики этих магм с глубиной образования (давления) **[4, 5]**. Согласно этим представлениям, при инконгруэнтном плавлении амфибола, в равновесии с ним, в качестве ликвидусных (перитектических) фаз могут существовать плагиоклаз, клинопироксен и гранат (>10 Кбар). В поле стабильности плагиоклаза расплав обедняется Sr, Eu, обогащается HREE. В поле стабильности граната и пироксена (>16 Кбар) расплав обогащается Sr, Eu, обедняется HREE.

По своей геохимической характеристике ТТГА Гарганской глыбы соответствует HP TTG, генерация первичных магм которых происходит на глубине, превышающей 60 км (более 20 Кбар **[1]**), что значительно превышает оценки мощности базальтовой коры в архее (40–45 км **[6]**). Это, вне зависимости от механизмов доставки гидратированного базальта на заданную глубину, свидетельствует о возможности взаимодействия просачивающегося расплава с перидотитами верхней мантии. Взаимодействие может быть зафиксировано двумя путями – по составу пород ТТГА либо по ассоциирующим с ними основным магматическим породам.

Согласно экспериментальным данным **[5]**, при взаимодействии с расплавом оливин перидотитов замещается пироксеном и амфиболом, что приводит к их обогащению кремнием, щелочными, щелочно-земельными элементами, свинцом, ураном, торием. В свою очередь, расплав обогащается магнием, элементами семейства железа. Претерпевает изменение ряд отношений химических элементов, фиксирующих равновесие с ликвидусными фазами, такими как амфибол и пироксен (Nb/Ta, Zr/Sm, Gd/Er, ACNK/FM и др.). Все эти изменения мы наблюдаем в породах ТТГА Гарганской глыбы, что позволяет говорить о взаимодействии сформировавших их магм с перидотитами верхней мантии.

Другим свидетельством этого взаимодействия являются ассоциирующие с ними амфиболиты. По своей геохимической характеристике они вполне соответствуют известково-щелочным базальтам, образование которых в настоящее время связывают с плавлением мантийного источника, преобразованного продуктами дегидратации океанической литосферы. При этом геохимические особенности этих «базальтов» свидетельствуют о том, что метасоматизирующим агентом был расплав, идентичный среднему составу пород ТТГА Гарганской глыбы. Существование основных пород с подобной геохимической характеристикой является прямым свидетельством метасоматических преобразований в мантии региона.

Выполненное геохимическое изучение серых гнейсов Гарганской глыбы показало следующее:

- серые гнейсы представлены породами ТТГА, калиевыми гранитами и амфиболитами;
- по своей вещественной характеристике калиевые гранитоиды вполне соответствуют аналогам из других архейских кратонов, что позволяет использовать вмененную им генетическую модель и рассматривать их как продукт рециклинга более древней континентальной коры;
- породы ТТГА по своим геохимическим характеристикам соответствуют HP TTG, с вероятным расположением зоны магмогенерации на глубине, превышающей 60 км. Они несут «следы взаимодействия» с перидотитами верхней мантии и ассоциируют с производными основных магм – продуктами плавления метасоматически преобразованных мантийных очагов;
- Геохимическая близость, временная и пространственная ассоциация ТТГА и амфиболитов с большой долей вероятности свидетельствует о их генетической связи и существовании геохимически специализированного источника в литосферной мантии региона, сформированного при воздействии на нее тоналитовых и трондъемитовых магм.

[1] *Moyen J.-F., Martin H.* Forty years of TTG research // Lithos. 2012. V. 148. P. 312–336.

[2] *Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М.* Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологиче-

ских процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 34–35.

[3] *Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Anibagai Z.* Archaean granitoids: another view and significance from a tectonic perspective // Geological Society, London, Special Publications. 2017. V. 449. P. 1–18. doi:10.1144/SP449.10.

[4] *Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.* Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites // Precambrian Research. 1991. V. 51. P. 1–25.

[5] *Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D.,Yaxley G.M., Martin H., Foley S.F.* Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg–diorites (sanukitoids) // Journal of Petrology. 2010. V. 51. P. 1237–1266.

[6] *Martin H., Moyen J.-F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec J.L.* Why Archaean TTG can not be generated by MORB melting in subduction zones // Lithos. 2014. V. 198–199. P. 1–13.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 95–96

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

В.В. Жабин

Новосибирск, АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», geology@sniiggims.ru

Палеогеографический анализ впервые выполнен с целью отражения поэтапного проявления тектонических перестроек, приведших к современной геологической ситуации и соответствующему ей минерагеническому потенциалу.

Основой для исследований послужили комплекты Государственных геологических карт масштаба 1:1000000 нового поколения **[1]**, изданных ВСЕГЕИ в 2010 г. (рисунок), а также геофизические материалы и результаты тематических работ, касающихся данного региона **[2, 3]**.

Рассматриваемая территория (по данным предыдущих исследователей) входит в состав Монголо-Охотской складчатой области Урало-Монгольского складчатого пояса, сформировавшегося в раннем рифее путем «раздвига» в момент интенсивного тектогенеза, приведшего к образованию Сибирской и Корейско-Китайской платформ.

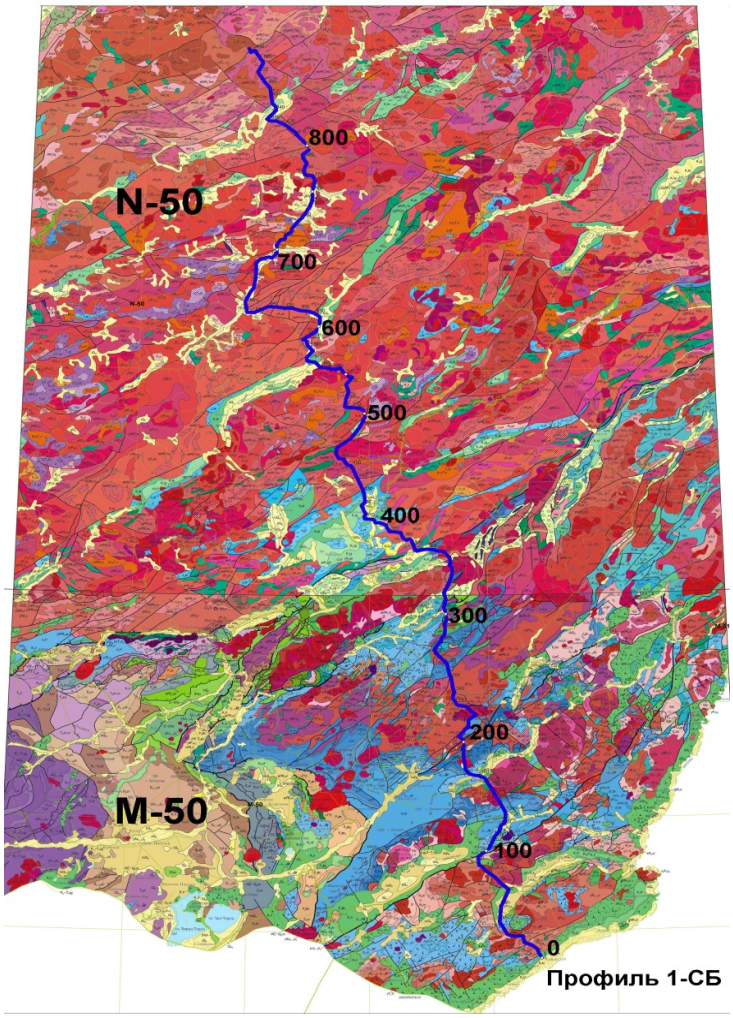
В зоне влияния геофизического профиля 1-СБ обнажается почти полный стратиграфический разрез, от архея до кайнозоя включительно.

По наличию содержащихся в нем фаунистических остатков можно считать, что большая часть разреза формировалась в морских условиях, изобилующих наличием многочисленных гористых островов, о чем свидетельствуют горизонты конгломератов и грубозернистых осадков. Разновозрастные морские отложения, испытавшие неоднократную складчатость, прорваны многочисленными разновременными интрузивными магматическими комплексами преобладающего гранитоидного состава, которые и определяют рудоносную значимость исследуемой территории (олово, вольфрам, золото-серебро-свинцовые руды, уран, плавиковый шпат, руды железа, бурые угли и др.).

В целях расшифровки исторической географии осадконакопления был проанализирован весь геологический разрез и сопровождающие его магматические интрузивные комплексы, количество которых возрастает при движении с юга на север от 21 (на листе ГГК M-50) до 41 (на листе ГГК N-50). Последнее до некоторой степени объясняется дополнительным появлением магматических комплексов архейского и раннепротерозойского возраста в районе Малаканского выступа. Однако такая многочисленность выделенных интрузивных комплексов сомнительна, особенно там, где нет данных абсолютного возраста. И тогда возникает вопрос: а не является ли выделяемый комплекс просто фазой близ находящегося интрузивного комплекса?

Вызывает сомнение и «раздвиг», приведший к образованию Сибирской и Корейско-Китайской платформ. Дело в том, что в обоих случаях раздвинутые платформы в основании сложены архейскими и раннепротерозойскими образованиями. В то же время в основании Монголо-Охотской складчатой области, испытавшей «раздвиг» в раннерифейское время, тоже зафиксированы раннепротерозойские гнейсы (g PR_1 *ur*), на которых залегают образования различного возраста (рифей – мел). А это может означать, что в раннем рифее в результате тектонической активизации произошло только интенсивное дробление и резкое опускание всей Монголо-Охотской территории, заполнившейся водами Палео-Тихого океана и образовавшей огромный морской бассейн. Об этом свидетельствует и анализ истории геологического развития описываемой территории.

Начиная с архея и по нижнюю юру включительно основная масса терригенных и карбонатных отложений накапливалась в морских бассейнах, на что указывает наличие органических остатков (водоросли, аммониты, мшанки, моллюски). Осадконакопление многократно прерывалось структурно-тектоническими перестройками, сопровождавшимися эффузивными излияниями и становлением многочисленных интрузивных комплексов различного состава.



Положение геофизического профиля 1-СБ на геологических картах (M-50 и N-50).

В раннем рифее описываемая территория представляла собой зону тектонической напряженности, что привело к интенсивному дроблению, складкообразованию и широкому проявлению магматических процессов, обусловленных пульсационными движениями Сибирской и Корейско-Китайской платформ.

Возникший океанский бассейн имел подвижно-блоковое строение дна, так как на раннепротерозойских образованиях залегают осадки разного возраста.

Пульсирующие сближения Сибирской и Корейско-Китайской платформ вызывали неоднократные коллизии, в результате которых возникали крупные системы глубинных разломов превалирующего северо-восточного направления при подчиненном значении северо-западного.

Металлогеническая специализация, обусловленная тектономагматическими факторами, в основном имеет северо-восточную направленность. Однако наличие более поздних разломов северо-западного направления могло приводить и к становлению интрузивных массивов более кислого состава, характеризующихся свойственной им рудоносностью.

[1] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Листы M-50, N-50. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

[2] *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и АССО в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.

[3] *Коробкин В.В., Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2032–2055.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 97–98

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУКУРИНГРСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика, А.А. Сорокин

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

Монголо-Охотский складчатый пояс (МОСП) является одной из наиболее крупных «шовных» структур Восточной Азии и обычно рассматривается как реликт одноименного палеоокеана **[1 и др.]**, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. Существующие в настоящее время геодинамические модели формирования МОСП имеют во многом противоречивый характер. При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о возрасте и составе геологических комплексов, участвующих в строении пояса, а также времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

В данном сообщении представлены результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метабазальтов западной части Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса.

Тукурингрский террейн вытянут в субширотном направлении почти на 150 км при максимальной ширине 12–15 км и располагается между южной окраиной Северо-Азиатского кратона и северной окраиной Амурского супертеррейна. В его строении (снизу вверх) выделяются **[1]**: зубаревская свита (2000 м): альбит-эпидот-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-графитистые сланцы с линзами известняков; алгаинская свита (1500 м): кварц-серицитовые, кварц-хлорит-эпидотовые, альбит-хлорит-эпидотовые сланцы, кварциты; гармаканская свита (2200 м): кварц-серицитовые, кварц-серицит-глинистые сланцы, песчаники; теплоключевская свита (1500 м): кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые сланцы, известняки. Возраст этих отложений является предметом дискуссий и на различных картах индексируется от верхнего протерозоя до среднего палеозоя **[2]**. Вдоль границы МОСП и Амурского супертеррейна протягивается Пиканский массив, сложенный габбро, кварцевыми диоритами, тоналитами, представляющий собой типичную тектоническую пластину, погружающуюся в северном направлении. Возраст кварцевых диоритов Пиканского массива составляет 468+4 млн лет **[3]**.

Результаты ранее проведенных U-Pb геохронологических исследований (LA-ICP-MS) детритовых цирконов свидетельствуют о том, что наиболее молодые обломочные цирконы в метаосадочных породах алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит имеют раннемезозойский (175–243 млн лет) возраст **[4]**. Эти данные позволяют сопоставлять указанные свиты с наиболее молодыми осадочными комплексами восточной части МОСП, которые относятся к верхнему триасу и нижней–средней юре (см. обзор в **[1]**). Исходя из этого метабазальты алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит являются наиболее поздними в строении восточной части МОСП.

Основные вулканиты, включаемые в состав стратиграфических подразделений западной части Тукурингрского террейна, претерпели зеленокаменные изменения и зеленосланцевый динамометаморфизм. В этой связи реликты первичных минералов (клинопироксен, основной плагиоклаз) и структур сохранились лишь в единичных образцах. В целом же большинство этих пород характеризуются устойчивым минеральным парагенезисом: актинолит+эпидот+ +хлорит+магнетит+сфен±кальцит±альбит±кварц.

Метабазальты характеризуются высокими величинами отношения FeO*/MgO(>1.2), что свойственно толеитовым породам, низкой глиноземистостью (al'=0.41–0.78), высокими содержаниями TiO_2 (до 4 %). В силу вторичных преобразований в породах отмечаются значительные вариации концентраций Ca, Na, K, Rb, Sr, Ba, U, Th. В целом, на основе закономерностей распределения микроэлементов среди метабазальтов западной части Тукурингрского террейна вы-

деляются разности, близкие к N-MORB, E-MORB, OIB. Составы, близкие к базальтам островных дуг, отсутствуют.

Согласно результатам Sm-Nd изотопно-геохимических исследований, рассматриваемые породы характеризуются положительными значениями параметра $\varepsilon_{Nd(t)}$=+3.9...+9.7, что может указывать на участие ювенильного источника в их образовании. При этом относительно более низкие отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ характерны для метабазальтов, близких к OIB-типу.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о том, что наиболее молодые (позднетриасовые и (или) нижне-, среднеюрские) базальты в составе алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит западной части Тукурингрского террейна представлены исключительно разностями, близкими к N-MORB, E-MORB, OIB. Это указывает на отсутствие субдукционных процессов в раннем мезозое в пределах восточной части Монголо-Охотского «залива». По нашему мнению, нижнемезозойские отложения западной части Тукурингрского террейна, в частности, и восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, в целом, являются реликтами остаточных бассейнов, сохранившихся в «зазорах» в зоне столкновения южной окраины Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-00941).

[1] *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

[2] *Зубков В.Ф., Вольский А.С.* Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500000. N-52-B / Ред. В.Ф. Зубков. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

[3] *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П.* Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо Охотского складчатого пояса (Приамурье): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 3. С. 3–21.

[4] *Сорокин А.А., Сю Б., Сорокин А.П., Заика В.А., Пляскин Ю.В.* Раннемезозойский возраст протолитов метаосадочных пород Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // ДАН. 2017. Т. 474, № 1. С. 81–85.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 99–100

КАТАСТРОФИЧЕСКИЙ СБРОС ВОДЫ ИЗ БАЙКАЛА В ПАЛЕО-МАНЗУРКУ: ВРЕМЯ ДАТИРОВАТЬ ВАЛУНЫ

А.В. Иванов[1], Е.И. Демонтерова[1], Е.А. Михеева[1], С.Г. Аржанников[1], А.В. Аржанникова[1], В.С. Каменецкий[2], М.Б. Каменецкая[2], С. Меффра[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Хобарт, Австралии, Университет Тасмании

Традиционная точка зрения на Ленский палеосток из оз. Байкал, сформулированная более полувека назад и преподаваемая в региональном спецкурсе «Байкаловедение» даже в общеобразовательных школах **[1]**, заключается в том, что в позднем плиоцене сток происходил через Голоустинско-Манзурскую палеодолину **[2, 3]**. Эта палеодолина получила название Пра- или Палео-Манзурки, а ее положение маркируется флювиальными отложениями, которые были проинтерпретированы как констративный (настилаемый) аллювий. Этот термин предложен В.В. Ламакиным **[4]** для фрагментов речной долины, наиболее удаленной от источников размыва горных пород, где происходит наслаивание аллювиального материала. Он же отмечал, что вдоль продольного профиля речной долины вниз по течению аллювиальный материал становится все более мелким **[4]**. В этом смысле флювиальные отложения Палео-Манзурки плохо согласуются с динамической классификацией В.В. Ламакина, поскольку в них на всем протяжении флювиальных отложений встречаются множественные валуны, размерностью достигающие 1.5 м, а также крупная галька. Галька в основном состоит из пород, которые по своему петрографическому облику напоминают вулканиты Забайкалья **[3]**. Поскольку такие породы не встречаются на платформе, через которую текла Палео-Манзурка, было предложено, что галька этого типа была перемыта из юрских конгломератов, содержащих преимущественно «забайкальские» вулканиты и граниты, в пределах которых реконструируются истоки некоторых притоков Палео-Манзурки. Очевидно, что с учетом равнинного характера основной части Палео-Манзурки обычный речной разнос крупных валунов невозможен, поэтому для валунов, основная часть которых сложена разнообразными гранитами, было предложено ad hoc (специально для этого) объяснение, что валуны зимой скатывались на речной лед, а весной дрейфовали на нем, в том числе, на большие расстояния в десятки и даже первые сотни километров **[3]**. С учетом того, что граниты фундамента платформы, в пределах распространения флювиальных отложений Палео-Манзурки, имеют раннепротерозойский и архейский возраст, в традиционном объяснении, возраст гранитных валунов должен быть также раннепротерозойским и архейским.

Согласно альтернативной идее формирования флювиальных отложений Палео-Манзурки, 125 тыс. лет назад, когда уровень Байкала был на 200 м выше современного, в Байкал в районе современной дельты р. Голоустной сошел гигантский оползень размером 15×3 км **[5]**. В результате этого образовалось мегацунами, максимальная высота волны которого оценена, исходя из так называемого универсального параметра P **[6]**, в 300±100 м **[7]**. Поскольку глубина Байкала в районе схода оползня достигала 1000 м, реализовывался механизм мегацунами с обрушением основной волны на близкий берег (см., например, моделирование мегацунами в **[8]**. Высота волны в 200–400 м была достаточна для того, чтобы вода прошла вверх по существовавшим на тот момент рекам и переплеснулась через Приморский хребет в долину Манзурки и далее попала в Лену. Наличие гальки забайкальских вулканитов во флювиальных отложениях Палео-Манзурки объяснялось тем, что на поверхности сползшего блока залегали юрские конгломераты, которые, будучи достаточно рыхлыми, были заброшены цунами в катастрофический поток **[5, 7]**. При этом нельзя исключить, что среди палео-манзурских отложений пространственно совмещены как нормальные аллювиальные отложения предшествовавшей речной сети, так и отложения катастрофического потока.

Учитывая то, что альтернативная идея выглядит, на первый взгляд, не реалистично, она немедленно была раскритикована на международном **[9]** и региональном **[10]** уровне. Для те-

стирования традиционной и альтернативной гипотез, мы отобрали девять гранитных валунов из двух удаленных друг от друга местонахождений (в начале и в конце) флювиальных отложений Палео-Манзурки и датировали их по цирконам U-Pb методом с использованием лазерной абляции и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ЛА-ИСП-МС) в Университете Тасмании. Все датированные валуны, независимо от их размера и петрографической разновидности, а также района отбора, показали мезозойский возраст – от 220 до 390 млн лет. Наиболее часто встречающийся возраст в интервале значений от 282 до 310 млн лет попадает на время формирования Ангаро-Витимского батолита, имеющего широкое распространение в Забайкалье **[11]** и бывшего источником сноса для юрских конгломератов **[12]**. Ни одного раннепротерозойского или архейского гранитного валуна обнаружено не было. Это однозначно указывает на то, что традиционное объяснение переноса гранитных валунов ледовым разносом является ошибочным.

Дополнительно мы датировали три гранитных валуна, отобранных непосредственно из юрских конгломератов, выходящих на берег Байкала в районе пос. Большие Коты. Эти валуны показали следующие значения возраста: 181.8±2.0, 302.5±7.1 и 309.9±3.3 млн лет. Таким образом, перенос гранитных валунов катастрофическим потоком из юрских конгломератов является единственным объяснением, а датировки валунов опровергают традиционную и подтверждают альтернативную точку зрения на формирование флювиальных отложений Палео-Манзурки в результате катастрофического сброса воды из Байкала в связи с мега-цунами.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 16-05-00183.

[1] *Беркин Н.С., Макаров А.А., Русинек О.Т.* Байкаловедение. Уч.-е пособие. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2009. 291 с.

[2] *Кононов Е.Е.* Байкал. Аспекты палеогеографической истории. Иркутск, 2005. 125 с.

[3] *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.

[4] *Ламакин В.В.* О динамических особенностях аллювиальных отложений // ДАН СССР. 1947. Т. 57, № 1. С. 65–68.

[5] *Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Barash I.G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Hung C.-H., Chung S.-L., Iizuka Y.* Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U–Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments // International Geology Review. 2016. V. 58. P. 1818–1830.

[6] *Heller V., Hager W.H.* A universal parameter to predict subaerial landslide tsunamis? // Journal of Marine Science and Engineering. 2014. V. 2. P. 400–412.

[7] *Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jansen J.D., Preusser F., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B.* Quaternary history of Lake Baikal: water level fluctuations and outflow formation // Earth-Science Review. 2017 (under revision).

[8] *Ward S.N., Day S.J.* Cumbre Vieja volcano – potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. P. 3397–3400.

[9] *Mats V.D.* Comment on Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Barash I.G., Arzhannikov S.G., Arzhanrnikova A.V., Hung C.-H., Chung S.-L. and Iizuka Y., 2015, Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U–Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments // International Geology Review. 2016. V. 58. P. 1831–1832.

[10] *Кононов Е.Е.* О новых данных по проблеме Пра-Манзурского канала стока Байкальских вод // Известияя Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка полезных ископаемых. 2016. № 2. С. 116–128.

[11] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Palaeozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.

[12] *Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.M., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V.* Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb provenance study // Bulletin de la Société Géologique de France. 2017. V. 188. 8.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 101–103

СЕЙСМОТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Л.П. Имаева[1, 2], Г.С. Гусев[3], В.С. Имаев[1, 2], Б.М. Козьмин[2], В.И. Мельникова[1, 2], О.П. Смекалин[1, 2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, imaeva@crust.irk.ru
[2] Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
[3] Москва, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН

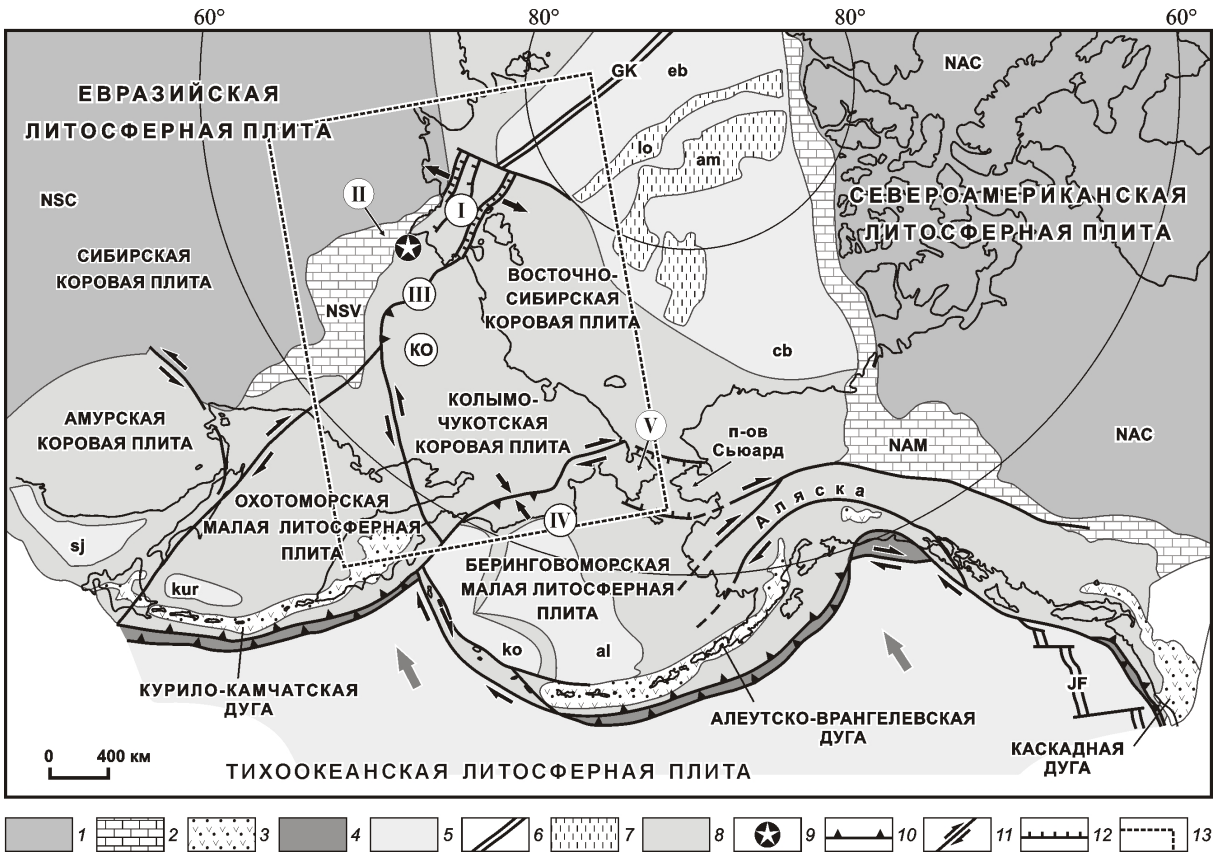
Результаты изучения пространственного размещения современных сейсмических поясов на территории северо-востока Азии указывают на существование на окраинах сближающихся Евразийской и Североамериканской литосферных плит самостоятельных малых литосферных и коровых плит, ограниченных системами активных разломов **[1, 2]**. На территории северо-восточного сектора Российской Арктики данными тектоническими таксонами являются: Беринговоморская и Охотоморская малые литосферные плиты, а также Сибирская, Восточно-Сибирская и Колымо-Чукотская коровые плиты (рисунок). В структурно-тектоническом плане зоны взаимодействия этих плит представляют собой области корового торошения, характеризующиеся существенными вариациями направлений режима деформаций земной коры, но в то же время они составляют единую уравновешенную геодинамическую систему. На это указывают закономерные композиции динамически сопряженных структурно-кинематических парагенезисов новейших структур различного ранга, которые отражают упорядоченность стиля геодинамических процессов.

Анализ структурно-тектонического положения активных сегментов, систем активных разломов, параметров глубинного строения и сейсмотектонических деформаций, а также данные GPS-измерений позволили определить направления главных осей деформаций напряженно-деформированного состояния земной коры и выявить закономерность смены тектонических режимов на территории северо-восточного сектора Арктики **[3, 4, 6]**. Установлено, что в пределах структурного ограничения Колымо-Чукотской коровой плиты прослеживается закономерная смена геодинамических режимов:

– *спрединг* хребта Гаккеля, который отождествляется с линейной границей между Североамериканской и Евразийской литосферными плитами. В данном сегменте доминирует сейсмотектонический режим растяжения, где главные оси напряжений располагаются субширотно, вкрест простирания основных структурных элементов;

– *рифтогенез* на шельфе моря Лаптевых. Здесь южный фланг Евразийского бассейна в зоне стыка с континентальным склоном образует Лаптевоморскую микроплиту, для которой по параметрам сейсмотектонических деформаций установлен режим поперечного субгоризонтального растяжения. На западной и восточной границе этой микроплиты по сейсмологическим данным фиксируется режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах шельфа моря Лаптевых. С юга Лаптевоморскую рифтовую систему ограничивает Оленекский сектор, где преобладает режим растяжения земной коры с небольшой левосдвиговой компонентой;

– *смешанное поле тектонических напряжений* (растяжение, сжатие и их различные комбинации), установленное в Хараулахском сегменте. Здесь сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры, вблизи губы Буор-Хая расположен полюс вращения Североамериканской и Евразийской плит. В этом случае неотектонические структуры, расположенные к северу от полюса вращения, должны испытывать в современную эпоху растяжение, а к югу и юго-востоку – сжатие, что подтверждается установленной зональностью тектонических режимов Арктической зоны. На формирование главных сейсмогенерирующих структур Хараулахского сегмента оказал влияние транспрессионный режим, связанный с динамически сопряженными левосдвиговыми структурами Оленекского сектора и Бакы-Бытантайской системой разломов, трассируемой с сейсмотектонической зоны Черского;



Современная геодинамика и кинематика плит северо-восточного сектора Арктики (по [2, 5], с изменениями и дополнениями). *1* – кратоны: NSC – Североазиатский, NAC – Североамериканский; *2* – опущенные окраины кратонов (ископаемые пассивные континентальные окраины): NAM – Североамериканского кратона, NSV – Североазиатского кратона (Верхоянский складчато-надвиговый пояс); *3* – окраинно-континентальные и островные магматические дуги; *4* – аккреционные клинья; *5* – океаны и бассейны с океанической корой: eb – Евразийский бассейн, cb – Канадский бассейн, al – Алеутский бассейн, ko – Командорский бассейн, sj – Японское море, kur – Южно-Курильская впадина; *6* – срединно-океанические хребты: GK – хребет Гаккеля, JF – хребет Хуан де Фука; *7* – внутриокеанические поднятия: lo – хребет Ломоносова, am – хребты Альфа и Менделеева; *8* – коллаж аккретированных террейнов; *9* – местоположение полюса вращения Евразийской и Североамериканской плит; *10* – надвиги; *11* – границы плит с разным направлением относительных перемещений; *12* – сбросы; *13* – границы исследуемой территории. Сегменты Арктико-Азиатского сейсмического пояса: I – Лаптевоморский, II – Хараулахский, III – сейсмотектоническая зона Черского. Сегменты Охотско-Чукотского сейсмического пояса: IV – Корякский, V – Чукотский. КО – Колымо-Омолонский блок.

– *транспрессия* с левым сдвигом, фиксируемая в сейсмотектонической зоне Черского. Современные сейсмотектонические процессы происходят здесь в обстановке сжатия при моделирующем влиянии индентора жесткого массива Колымо-Омолонского супертеррейна, находящегося во фронтальной части Североамериканской плиты. Результат такого воздействия проявился в Илин-Тасской складчатой зоне. Перед фронтальной частью индентора установлены расходящиеся северо-западные левые и юго-восточные правые сдвиги, формирующие на своих окончаниях структуры взбросов и надвигов субдолготной ориентации, которые обладают максимальным сейсмическим потенциалом. Охотоморская коровая плита под воздействием сжимающих усилий выталкивается к юго-востоку, способствуя конвергенции Североамериканской и Евразийской плит;

– *транспрессия* с правым сдвигом, наблюдаемая на участке от Командорских до Алеутских островов по южному ограничению Беринговоморской малой литосферной плиты. Данный режим возник под влиянием северо-западного сжатия и большей скорости движения Тихоокеанской плиты;

– *транспрессия*, установленная в Корякском сегменте, где плиты сближаются под воздействием фронтальных сжимающих напряжений и формируют систему взбросов, надвигов и

правых сдвигов, что подтверждается режимами сейсмотектонических деформаций, основной из которых характеризуется юго-восточным сжатием. При субгоризонтальных сжимающих усилиях и субгоризонтальном растяжении на юго-западе структуры выявлен сдвиговый режим. Менее масштабное взбросо-надвиговое деформационное поле установлено с ориентацией осей сжатия с северо-востока на юго-запад;

– *растяжение* в Чукотском сегменте, возникшее под воздействием сжатия, вызванного движением к северо-западу Тихоокеанской плиты. Оно связано с положением Беринговоморского рифта в северной фронтальной части одноименной малой литосферной плиты. Рифт представляет собой зону растяжения, которая возникла между окончаниями двух крупных систем взбросов и правых сдвигов Корякского нагорья – Чукотки и правых сдвигов Западной Аляски.

Рассмотренная зональность тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры, выявленная для активных сегментов Колымо-Чукотской коровой плиты, позволила составить «Карту геодинамической активности неотектонических структур и сейсмотектонических деформаций северо-восточного сектора Арктики», которая объединяет элементы геолого-геофизических параметров и сейсмичности. Установлена более сложная геодинамическая обстановка зон взаимодействия трех главных литосферных плит – Североамериканской, Тихоокеанской и Евразийской, а также шести коровых плит (Сибирской, Амурской, Охотоморской, Лаптевоморской, Колымо-Чукотской и Восточно-Сибирской), где основные деформации связаны с процессами, происходящими в пределах границы кора – мантия. Комплексный сейсмогеодинамический анализ, проведенный в рамках данного проекта, будет являться базовой основой уточнения исходного сейсмического балла существующих нормативных карт общего и детального сейсмического районирования.

Исследования проведены по проекту РНФ № 15-17-20000 «Сейсмогеодинамический анализ и сейсмическое районирование восточного сегмента прибрежно-шельфовой области Российской Арктики».

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

[2] *Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Имаева Л.П.* Тектонические (геодинамические) процессы и обстановки // Тектонический кодекс России. Гл. 3. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2016. С. 59–78.

[3] *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.* Динамика сейсмогенерирующих структур фронтальной зоны Колымо-Омолонского супертеррейна // Геотектоника. 2016. № 4. С. 3–21. doi:10.7868/S0016853X16040044.

[4] *Имаева Л.П., Имаев В.С., Мельникова В.И., Козьмин Б.М.* Новейшие структуры и тектонические режимы напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточного сектора Российской Арктики // Геотектоника. 2016. № 6. С. 3–22. doi:10.7868/S0016853X16060035.

[5] Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.

[6] *Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M.* Structural–dynamic model of the Chersky seismotectonic zone (continental part of the Arctic–Asian seismic belt) // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 116. P. 59–68. doi:10.1016/j.jseaes.2015.11.010.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 104–106

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ (БАЙКАЛО-САЯНСКОЙ) ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК СЛЕДСТВИЕ ЕГО ВРАЩЕНИЯ

П.И. Кадильников[1, 2], М.И. Романов[1, 3], Ю.К. Советов[1, 2], Е.А. Богданов[1, 2]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, KadilnikovPI@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, SovetovYK@ipgg.sbras.ru
[3] Брисбен, Австралия, Университет Квинсленда, m.romanov@uq.edu.aum

Геолого-структурными наблюдениями, которые проводились исследовательскими группами ГИН РАН, ИЗК СО РАН, ИГМ СО РАН, а также зарубежными исследователями начиная с 80-х годов XX в., в пределах Байкало-Саянской окраины (южный тектонический шов) Сибирского кратона (Сибири) устанавливалось два этапа палеозойских **[1, 2]** деформаций, которые объяснялись коллизией террейнов островодужно-океанической и континентальной природы с кратоном **[3]**. Однако неясной оставалась природа движений в пределах южной шовной зоны Сибири, в связи с двухэтапной «коллизией» двух тектонических элементов, сложенных высокоградиентными метаморфическими комплексами, Ольхонского и Хамар-Дабанского террейнов. Первый этап – ортогональная коллизия ($Є_2$-O_1), второй – косая коллизия (O_{2-3}), сопровождавшаяся левосторонними сдвиговыми перемещениями **[2, 4, 5].** Этому представлению о коллизии террейнов с кратоном в раннем палеозое противоречит факт отсутствия в чехле близ Байкало-Саянской окраины Сибири одновозрастных осадочных бассейнов, связанных с коллизионным орогенезом и прислоненных к краевому шву. Цель настоящего исследования заключается в выяснении тектонической природы этой границы, для чего в 2017 г. проведено полевое изучение его структурных элементов с измерением кинематики движений. Для этого были выбраны два фрагмента краевого шва: Главный Саянский разлом (бассейн р. Иркут) и Приморский разлом (Приольхонье), которые расположены вдоль края кратона почти ортогонально друг относительно друга и могут рассматриваться как благоприятные объекты для суждения об однородности кинематики движения кратона.

В пределах структур краевого шва измерялись элементы залегания милонитизированных пород: сланцеватости, линейности, шарниров складок (>150 замеров), проводился отбор ориентированных образцов для микроструктурного анализа.

Зона Главного Саянского разлома изучалась в его ЮВ части на трех участках: Култучном, Анчукском и Столбак, где он служит границей между Шарыжалгайским выступом фундамента Сибирского кратона (AR-PP) и ортогранулитами и мраморами Хамар-Дабанского террейна (PZ). На первом участке в левом борту р. Култучной (5 км от ее устья) в высоком скальном обрыве (протяженностью около 650 м) обнажена толща милонитов и катаклазитов, смятая в узкие изоклинальные складки с субвертикальными, наклонными до субгоризонтальных осевыми поверхностями, осложненными мелкой гофрировкой. Шарниры складок падают на запад – азимут падения (Az) 260–290°, под углом 35–50°. Кинематика движений – сдвиговая правосторонняя.

На Анчукском участке (правый борт р. Иркут, 25 км от пос. Култук) измерены деформации в рассланцованной толще катаклазитов и протомилонитов по Gr-Bt гнейсам, амфиболитам и мраморам. Они слагают линзу (шириной до 3 км), заключенную между двумя зонами ультрамилонитов мощностью 100 и 300 м, имеющими СЗ простирание (305–315°), пересеченную маломощными (10–15 м) зонами милонитизации. Они вместе с метаморфическими породами простираются под углом 45–50° к зонам ультрамилонитов. Породы, слагающие эту тектоническую линзу, прорываются гранитоидами. Их дайки и жилы (мощностью 0.1–10.0 м) имеют Z-образную форму, обусловленную складчатостью изгиба. Эти тела приурочены к трещинам скола (Az 55–70°, угол падения 30–35°). В том же направлении погружаются под углом 60–80°

шарниры складок изгиба. Породы имеют признаки динамической рекристаллизации: наблюдаются гранобластовые агрегаты кварца, границы между зернами в которых ориентированы под углом ~120°, отдельные кристаллы вращались по часовой стрелке (правосторонний сдвиговый процесс). Возраст движений был определен для синдеформационных гранитоидов в интервале 354–334 млн лет (Rb/Sr и U/Pb методы датирования) **[6]** и 317–278 млн лет для также синхронных деформациям зерен амфиболов и слюд из милонитов и ультрамилонитов $^{39}Ar/^{40}Ar$ по **[6, 7]**.

Участок Столбак (ниже по течению р. Иркут в 55 км от пос. Култук) сложен толщей ультрамилонитов (мощностью 350 м), обрамленной зонами милонитизированных гранитов, амфиболитов и мраморов (общая мощность 2 км), которые к СВ переходят в катаклазированные гнейсы шарыжалгайской серии. Сланцеватость ориентирована на юг (Az 175–195°, угол падения 24–63°), ее наклон увеличивается в южном направлении, линейность погружается под углом 20–25° на ЮЗ (в пределах Шарыжалгайского выступа). ЮВ падение до 40° в ультрамилонитах и милонитах по гранитам. Микроструктурные индикаторы: S, C′-тектониты, σ-структуры теней давления вокруг зерен Qtz, Pl отвечают сдвиговой кинематике.

Все изученные структуры Главного Саянского разлома могли образоваться в транспрессионной обстановке при правостороннем скольжении блоков.

Приморский разлом ограничивает фундамент Сибирского кратона (PP гранитоиды и вмещающие их парагнейсы) от метаморфических NP-PZ_1 комплексов Ольхонского террейна **[8–10]**. Зона тектонитов этого разлома (мощностью около 1 км) имеет на участках Горхон, Еланцы, Бугульдейка четкую границу с гранулитами и мраморами Ольхонского террейна, смятыми в разнообразно ориентированные изоклинальные, цилиндрические и футляровидные складки. Она выражена в появлении в разрезе однородных тонкокристаллических сланцеватых катаклазитов с субгоризонтальной линейностью, которые переходят в милониты и ультрамилониты по гранитам фундамента кратона. Последние содержат линзовидные блоки тектонизированных мраморов и метабазитов (Ep+Amf сланцев), вероятно вовлеченных в структуру шва из обрамления кратона. Сланцеватость в гранитных милонитах имеет СВ простирание (35–45°), погружается под углом 75–80° на ЮВ. Линзы мраморов и метабазитов, заключенные в зоне шва, имеют S-образную форму, простираясь под углом 50–30° к положению сланцеватости в других тектонитах. Положение этих структур, как и теней давления вокруг порфиробластов Kfs и микроиндикаторов «mica fishes» в милонитизированных гранитах, может отвечать деформациям как левого, так и правого сдвига. Возраст деформаций в зоне Приморского шва ограничен 455–390 млн лет (данные U/Pb датирования цирконов и $^{39}Ar/^{40}Ar$ слюд из милонитов) **[10, 11]**.

Главный вывод структурных наблюдений и измерений: Сибирский кратон в позднем палеозое был единым тектоническим блоком (палеоконтинентом), который взаимодействовал с Ольхонским и Хамар-Дабанским террейнами в условиях не коллизии, а трансформного скольжения за счет одного ведущего механизма: вращения по часовой стрелке в раннем палеозое **[12]**, что характеризует левосторонние перемещения. Природа установленных правосторонних дислокаций может быть связана со сменой направления вращения во второй половине палеозоя либо с его замедлением, что подтверждается исследованиями деформаций эдиакарского разреза байкальской серии основания чехла палеоконтинента (участки р. Куртун и р. Мал. Голоустная). Ранее здесь была описана покровно-складчатая структура, формировавшаяся в результате двух этапов однонаправленного сжатия **[13]**. В ходе наших исследований этот материал был дополнен фактом присутствия наложенной складчатости: узких линейных и изоклинальных форм с крутопадающими (45–80°) в восточном направлении (85–90°) шарнирами, которые, наряду с горизонтальными складками первого этапа, формируют сложную картину складчатости и определяют широкое развитие в толще футляровидных и цилиндрических складок. Установленное направление близко к простиранию блоков ультрамилонитов в зоне Приморского шва и Ольхонского террейна, что характеризует правосторонние сдвиговые дислокации.

[1] *Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V.* Palaeostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics. 1995. V. 252. P. 61–101.

[2] *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.

[3] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Де Граве Й., Скляров Е.В.* Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизионных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1451–1471.

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

[5] *Байкал. Геология. Человек*. Иркутск.: Изд-во ИГУ, 2011. 239 с.

[6] *Савельева В.Б., Ларионов А.Н., Травин А.В., Базарова Е.П.* Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 2. С. 64–66.

[7] *Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.* Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских Гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2087–2109.

[8] *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.

[9] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J.* Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian orogenic belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.

[10] *Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Сезько А.И., Федоровский В.С.* Возраст гранитов Приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода // ДАН. 1981. Т. 257. С. 462–466.

[11] *Травин А.В.* Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 553–574.

[12] *Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А.* Тектоническая эволюция Сибирского континента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 883–899.

[13] *Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.* Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постдеформационная история // ДАН. 2001. Т. 378, № 3. С. 370–374.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 107–108

ВУЛКАНИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ, ЗАФИКСИРОВАННОЕ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗРЕЗА ШИМКИ (ТУНКИНСКАЯ ВПАДИНА)

А.Ю. Казанский[1], Г.Г. Матасова[2], А.А. Щетников[3, 4], И.А. Филинов[3, 4], Е.В. Кербер[4]

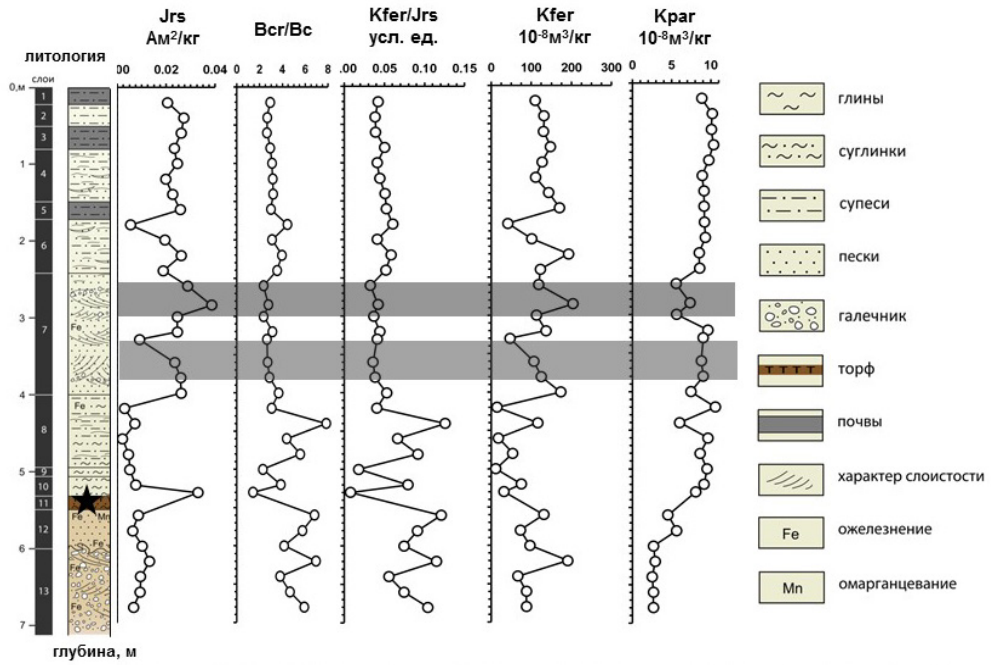
[1] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, kazansky_alex@mail.ru
[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru
[3] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru
[4] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, kerber62@mail.ru

Вулканические события в четвертичных отложениях Тункинской впадины установлены по комплексу петромагнитных и гранулометрических данных только для позднего неоплейстоцена **[1]**. В голоценовых отложениях таких событий пока не было зафиксировано. В данной работе сделана попытка выявить вулканические события в голоценовом интервале по петромагнитным данным на примере разреза Шимки. Разрез Шимки (координаты 51°39'54.62"С, 101°59'32.89"В) расположен на левобережье приустьевой части р. Тайтурка, впадающей в р. Иркут на юго-западном окончании Тункинской впадины одноименной рифтовой долины (Юго-Западное Прибайкалье). Разрез вскрывает строение первой надпойменной террасы высотой 7 м. Ее слагают субаэральные супеси с горизонтами погребенных почв в верхней части разреза. Ниже следуют русловые косослойчатые пески, подстилаемые глиной и торфом (слой № 11), по которому на глубине 5.5 м ранее была получена ^{14}C дата 11180±70 лет (ГИН-8091) **[2]**. В подошве разреза вскрываются пропитанные гидроокислами железа до средней степени литификации охристые галечники горного аллювия. Литостратиграфическое расчленение разреза показано на рисунке.

Петромагнитные измерения выполнены в ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) на коэрцитивном спектрометре J-meter. Всего было изучено 33 образца с шагом 20–40 см. Петромагнитные исследования показали, что разрез сильно дифференцирован по магнитным характеристикам (рисунок). В слоях № 8–13 резко изменяется концентрация ферримагнетиков (kfer), эффективный размер магнитных зерен (kfer/Jrs) и их доменное состояние (Bcr/Bc), тогда как значения Jrs здесь минимальные во всем разрезе (кроме образца из слоя старичного аллювия, слой № 10 на глубине 5.3 м). При этом значения парамагнитной восприимчивости (kpar) для № 13 наименьшие во всем разрезе, вероятно за счет большого содержания кварцевых зерен песчаной размерности. В слоях № 8–12 kpar увеличивается за счет высокого содержания глинистого материала. Ферримагнитные частицы в слоях № 8–13 в основном находятся в многодоменном состоянии. Исключение представляют два образца из старичных фаций, которые находятся в однодоменном состоянии (Bcr/Bc<2). Мы связываем их появление с деятельностью магнитотактических бактерий.

Верхняя часть разреза (слои № 1–5) наиболее однородна по магнитным характеристикам. Эта часть разреза сложена в основном почвами: ископаемыми (слои № 3 и № 5) и современной почвой (слой № 1). Ферримагнитные частицы здесь находятся в псевдооднодоменном состоянии (2.6<Bcr/Bc<3.2), их концентрация и эффективный размер магнитного зерна практически не меняются. По-видимому, такое поведение петромагнитных параметров обусловлено процессами педогенеза при формировании почв и последующего перезахоронения мелких ферримагнитных частиц в прослоях суглинков, разделяющих почвенные горизонты при частичном размыве палеопочв. Это подтверждается повышенными значениями kpar, связанными с новообразованными парамагнитными минералами при формировании почв.

В слое № 6 также наблюдаются значительные колебания Jrs, kfer и их отношения (kfer/Jrs). Ферримагнитные частицы в этом слое находятся в многодоменном состоянии (4.1<Bcr/Bc<6.1), а kpar несколько выше, чем в вышележащих горизонтах. Это говорит об отсутствии в слое № 6 мелких ферримагнитных частиц вулканического происхождения.



Петромагнитные характеристики отложений разреза Шимки. Серыми прямоугольниками обозначены предполагаемые вулканические события. Звездочкой показано положение даты ^{14}C по **[2].**

Наиболее интересен в петромагнитном отношении слой № 7. Здесь выделяются два горизонта с повышенными значениями Jrs в интервалах глубин 2.5–3.1 и 3.3–4.1 м. Такое поведение Jrs характерно для горизонтов, содержащих мелкие ферримагнитные частицы вулканического происхождения, установленных нами в разрезе Белый Яр-1 **[1]**. В этих же горизонтах наблюдается самое низкое отношение Bcr/Bc (2.4–2.9), тогда как вне этих интервалов Bcr/Bc>3. Эффективный размер зерна в этих интервалах также уменьшается и снижается величина kpar, вероятно за счет появления частиц вулканического стекла (рисунок).

Таким образом, мы полагаем, что в отложениях слоя № 7 разреза Шимки в интервалах глубин 2.5–3.1 и 3.3–4.1 м присутствуют два горизонта, обогащенных вулканическим материалом, которые отвечают сдвоенному вулканическому событию. На основании имеющейся радиоуглеродной датировки **[2]** возраст этих событий определяется как голоценовый, моложе 11180±70 лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 15-05-01811, 15-35-20293, 16-05-00586).

[1] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А., Чегис В.В.* Диагностика вулканических событий в четвертичных отложениях Байкальской рифтовой зоны по петромагнитным данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. С. 88–91.

[2] *Трофимов А.Г., Кулагина Н.В., Попова С.М., Шибанова И.В.* Новые данные по плейстоцену Тункинских впадин // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе: Тезисы докладов. Иркутск: РФФИ – ИЗК СО РАН, 1995. Т. 1. С. 50–51.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 109–111

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КРИТЕРИЕВ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ЦЕПОЧЕК МИГРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ РАЗЛОМА

А.А. Какоурова, А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, Ф.Л. Зуев

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, anna2015@crust.irk.ru

Известное с середины XX в. явление миграции очагов землетрясений, описанное Ч. Рихтером в монографии **[1]**, исследуется различными методами и нередко обсуждается в литературе при решении задач прогноза сильных землетрясений **[2–4]**. При этом авторы обычно проводят неформализованный или полуформализованный анализ сильных землетрясений в различном диапазоне магнитуд, что затрудняет оценку и сопоставление миграционной активности литосферы сейсмоактивных территорий.

В настоящее время компьютеризация науки позволяет достаточно быстро обрабатывать большой объем сейсмологических данных и создавать численные модели сейсмичности с целью получения новых знаний о пространственно-временном распределении землетрясений и особенностях реализации сейсмичности. Предполагается, что развитые модели эволюции сейсмичности и их объединение с феноменологией реализации землетрясений и реальными данными могут помочь в преодолении трудностей, связанных с отсутствием соответствующих фундаментальных уравнений и невозможностью прямых измерений в глубинах литосферы, где генерируются землетрясения **[5]**. При решении этих и ряда других, в том числе и прикладных, геофизических задач пятимерное пространство кинематических параметров землетрясений диагностируется путем совместного анализа моделей и феноменологии: скейлинг, подобие, самоподобие, пространственно-временная корреляция, отклики на возбуждение, предсказуемость на различных масштабах осреднения, миграции очагов землетрясений **[6].**

Перед нами стоит задача формализованного поиска и выделения цепочек миграции землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности Байкальского региона. Под «цепочкой миграции» землетрясений обычно понимается квазилинейное одностороннее перемещение положения последовательных во времени эпицентров толчков на поверхности литосферы. Разработана формализованная технология поиска цепочек, в рамках которой из-за стохастичности пространственно-временного распределения толчков нужно определить критерии выделения цепочек землетрясений. Нами созданы численные базовые модели мигрирующей сейсмичности для круглой площадки, отражающей сейсмичность большой территории **[7, 8]**, и для прямоугольной площадки, прототипом сейсмичности которой является зона разлома **[9, 10]**. Обоснованием алгоритма для разломной зоны служит центральная предельная теорема теории вероятностей, устанавливающая сходимость закона распределения суммы одинаково распределенных величин к нормальному распределению при стремлении числа этих величин к бесконечности. Иначе говоря, чем больше выборок событий сгенерировано, тем ближе закон распределения их суммы (кумулятивной выборки) к нормальному закону поперек площадки. При компьютерной имитации нами реализуется свойство эргодичности динамической системы сейсмичности, заключающееся в том, что при слабых вариациях эндогенной энергии **[11]** в процессе эволюции сейсмичности почти каждое состояние с определенной вероятностью проходит или расположено вблизи любого другого состояния системы (свойство аттрактора системы сейсмогенеза **[12])**. Для эргодических систем математическое ожидание по пространственным и временным рядам совпадает. Это означает, что при длительном наблюдении за одним элементом и при рассмотрении большого числа элементов системы в течение небольшого периода времени будут получены статистически одинаковые результаты.

Решение алгоритма функционирования модели реализовано в виде программы на языке программирования Perl. Схема работы программы состоит из следующих процедур.

1. Эпицентры синтезированных толчков (выборка размером N) в прямоугольной площадке разломной зоны заданной длины и ширины (в модельном случае длина разлома 100 км, ширина 60 км) распределены случайно вдоль и по нормальному закону поперек площадки.

2. Площадка делится пополам линией разлома на координате $y = 0$, что формирует симметрию относительно линии разлома. С целью анализа симметричных пар полос обе половины площадки разбиваются на три полосы шириной 10 км.

3. На заданном расстоянии r от линии разлома вставляется имитационная цепочка мигрирующих событий длиной $n \geq 3$.

4. Осуществляется серия генераций (k) при размере выборки N_1 и длине цепочки n_1. Для кумулятивной выборки вычисляется математическое ожидание $M = \sum_1^m \frac{N_k}{m}$, стандартное отклонение σ, а также доля стандартного отклонения $\Delta p = \frac{M - N_c}{\sigma}$ – доля превышения среднего количества событий N_c в полосе с цепочкой. Последняя величина показывает уровень «значимости» выделения цепочки.

4. Увеличивается размер выборки N_2, набирается статистика для соотношения $N_2 \leftrightarrow n_1$ выборки нового размера с цепочкой прежнего размера.

5. Набирается статистика для определения зависимости уровня «значимости» Δp от размера выборки N при постоянной длине цепочки.

6. Увеличивается число событий в цепочке n_2, и повторяются шаги 3–5.

7. Выполняется построение графиков и определение уравнений корреляции между Δp и N в зависимости от расстояния между цепочкой и линией разлома r при постоянной длине цепочки n. Эти уравнения характеризуют критерий «значимости» выделения цепочки определенной длины.

8. Выполняется построение графиков зависимости размера выборки N от длины выделенной цепочки n при фиксированном значении Δp и различных расстояниях от линии разлома до цепочки r. Полученные уравнения корреляции характеризуют критерий «представительности» выделения цепочки $N_{\text{пр}}$.

При решении поставленной задачи в прямоугольной области зоны разлома длиной 100 км и шириной 60 км генерировались выборки размером $N = 10 – 1000$ событий, а цепочки длиной $n = 3 - 8$ событий вставлялись на расстоянии $r = 5$, $r = 15$ и $r = 25$ км от линии разлома. По результатам расчетов были построены графики зависимостей $\Delta p(N)$ и $N_{\text{пр}}(N)$ и определены уравнения корреляции этих параметров. По графикам и уравнениям корреляции сделаны следующие выводы:

1) исследуемые зависимости имеют степенное поведение с высокими коэффициентами корреляции и изменяющимися показателями степени;

2) чем больше размер выборки N и чем меньше расстояние от цепочки до линии разлома r, тем ниже уровень «значимости» Δp выделения цепочки длины n;

3) чем меньше размер выборки N и чем длиннее цепочка событий, тем выше уровень «значимости» Δp выделения цепочки длиной n событий при одинаковом расстоянии r от линии разлома до цепочки;

4) уровень «значимости» выделения цепочки примерно обратно пропорционален корню квадратному из числа событий в выборке;

5) критерий «представительности» пропорционален длине цепочки в степени 1.8–2.1.

[1] *Рихтер Ч.* Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностранной литературы, 1963. 670 с.

[2] *Бот М.* О проблеме предсказания землетрясений // Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968. С. 9–20.

[3] *Duda S.J.* Global earthquakes 1903–1985. U.S. Geological Survey Open-File Report 92-360. 1992. 623 p.

[4] *Mogi K.* Migration of seismic activity // Bulletin of the Earthquake Research Institute. 1968. V. 46. P. 53–74.

[5] *Анализ геодинамических и сейсмических процессов*. Вычислительная сейсмология. Вып. 35. М.: ГЕОС, 2004. 329 с.

[6] *Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

[7] *Ключевский А.В., Какоурова А.А.* Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2016. № 8 (115). С. 74–84. doi: 10.21285/1814-3520-2016-8-74-84.

[8] *Ключевский А.В., Какоурова А.А., Ключевская А.А.* Базовая модель мигрирующей сейсмичности // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 114–116.

[9] *Какоурова А.А., Ключевский А.В.* Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности: зона разлома // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2017. № 8 (115). С. 74–84. doi:10.21285/1814-3520-2016-8-74-84.

[10] *Какоурова А.А., Зуев Ф.Л.* Математическое моделирование миграции землетрясений // XVIII Всероссийская конференция молодых ученых по математическому моделированию и информационным технологиям. Иркутск, 2017. С. 37–38.

[11] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Энергетическая структура сейсмичности юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2015. Т. 464, № 5. С. 611–617.

[12] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Неопределенности в оценке параметров графиков повторяемости землетрясений Байкальского региона // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 33–36.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 112–113

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ НА РУБЕЖЕ РАННЕГО И СРЕДНЕГО РИФЕЯ

М.А. Калинин[1, 2], А.К. Худолей[1], Г.Г. Казакова[2]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, mih7d@mail.ru
[2] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, galina_serkina@vsegei.ru

Структуры Южно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса, протянувшиеся на 800 км вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы и отделяющие ее от верхояно-колымских мезозоид, представляют собой уникальный во многих отношениях геологический объект. В его пределах можно обнаружить хорошо обнаженные и достаточно полные разрезы позднедокембрийских и палеозойских отложений огромной суммарной мощности. Вместе с этим здесь наблюдается сложная чешуйчато-надвиговая система, в которой запечатано несколько циклов тектонической активизации юго-западной (в современных координатах) части Сибирского континента **[3–5]**. В рамках настоящего исследования проведен анализ наиболее древнего из них – на рубеже раннего и среднего рифея.

Отложения нижнего рифея обнажаются в Кыллахской тектонической зоне, в ядрах Горностахской, Эбейкэ-Хаятинской и Кыллахской антиклиналей и представлены учурской серией. Подошва нижнерифейских толщ не обнажена, а верхняя граница фиксируется по поверхности регионального несогласия (стратиграфического, местами углового и азимутального) **[5]**, указывающего на проявившиеся в конце раннерифейского времени деформационные процессы, синхронные готской фазе складчатости (~1350 млн лет). Несогласие между нижне- и среднерифейскими комплексами наиболее отчетливо прослеживается в центральной части Сетте-Дабана, в пределах осевой части Горностахской антиклинали, рамповой структуры, сформированной в мезокайнозойский этап тектогенеза **[3]**. Отложения нижнего рифея (пионерская, трехгорная, димская, белореченская свиты) слагают ядро антиклинали, несогласно перекрываясь талынской свитой среднего рифея (аимчанская серия). Здесь угловое несогласие фиксирует разницу в углах падения и простирания слоев, достигающую 30°.

По характеру несогласия в кровле нижнерифейского структурного этажа предшественниками установлено, что его «собственная» структура представлена складками север-северо-восточного простирания **[5]**, однако дискуссионным остался вопрос о геометрии складок и о том, как складчатая структура изменяется в плане.

В рамках данной работы было реконструировано геологическое строение района Горностахской антиклинали на момент формирования предсреднерифейского несогласия. Для этого вблизи несогласного контакта средне- и нижнерифейские толщи были развернуты относительно линии простирания первых таким образом, что среднерифейские толщи стали залегать горизонтально, а нижнерифейские приобрели элементы залегания, которые были у них в предсреднерифейское время. Разворачивание проводилось с учетом геометрии Горностахской антиклинали. На основе собственных полевых наблюдений, а также карт и материалов предшественников обсуждаемое несогласие было проанализировано по всему периметру данной структуры. В результате совмещения результатов по отдельным участкам была построена палеотектоническая схема, иллюстрирующая геологическое строение этого участка земной коры ~1350 млн лет назад.

На построенной реконструкции отчетливо прослеживаются линейные, открытые, слабонаклонные складки северо-северо-восточного простирания с углами падения на крыльях от 5 до 30° и шириной от 1 до 3 км, причем ширина складок увеличивается с востока на запад, а западные крылья характеризуются более крутыми углами падения (15–30° против 5–10°), что указывает на западную вергентность складчатости. Шарниры складок полого (3–5°) погружаются на юго-юго-запад, что отчетливо фиксируется на построенных разрезах по опускающимся в этом направлении замкам складок.

По нашим оценкам, мощность эродированного нижнерифейского разреза в районе Горностахской антиклинали составила, по меньшей мере, 2.5 км, что позволяет сделать вывод о существовании в конце раннего рифея на данной территории горного сооружения, впоследствии подвергшегося разрушению. Амплитуда размыва увеличивается в западном направлении, о чем свидетельствует уменьшение мощности верхней, преимущественно карбонатной, части нижнерифейского разреза более чем в три раза. Отсутствие же отложений нижнего рифея в расположенном западнее Юдомо-Майском прогибе может свидетельствовать как о размыве, так и об относительно приподнятом положении данной территории, выступавшей в качестве области – источника кластики. Как для учурской, так и для аимчанской серии Сибирская платформа являлась источником обломочного материала, снос которого происходил в восток-юго-восточном направлении **[4]**, однако некоторое увеличение содержания терригенного материала в среднерифейских осадках в восточном направлении позволяет предполагать наличие и восточного источника сноса **[1]**.

Зафиксированная нами фаза складчатости на данный момент не поддается однозначной интерпретации, однако, по работам предшественников **[2, 4]** было установлено, что предсреднерифейские деформации в пределах Южного Верхоянья, скорее всего, объясняются наличием локальной фазы сжатия, связанной с заключительными стадиями развития рифтовой системы (закрытие бассейна), поскольку именно процессы рифтогенеза получили широкое развитие в докембрии. Предполагается, что в это время Южное Верхоянье являлось не пассивной окраиной Сибирской платформы, а внутренней частью более крупного континента **[4, 6–8]**. Таким образом, реконструированные структуры, вероятно, были сформированы в условиях закрытия внутрикратонного бассейна.

Исследования проводились при поддержке гранта президента (МК 739-2017).

[1] *Сибирская платформа*. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4 / Ред. Н.С. Малич, В.Л. Масайтис, В.С. Сурков. Л.: Недра, 1987. 448 с.

[2] *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.

[3] *Прокопьев А.В.* Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.

[4] *Худолей А.К.* Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ): Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М., 2003. 35 с.

[5] *Ян-жин-шин В.А*. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1983. 156 с.

[6] *Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic – Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39. P. 443–446.

[7] *Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I.* Sedimentary evolution of the Riphean – Vendian basin of southeastern Siberia // Precambrian Research. 2001. V. 111. P. 129–163.

[8] *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I.* U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from Southeast Siberia and its bearing on the Laurentia – Siberia connection // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164. P. 409–420.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 114–116

СТРОЕНИЕ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ КОРА – МАНТИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ОПОРНЫМ И РЕГИОНАЛЬНЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОФИЛЯМ ГСЗ

Б.А. Канарейкин, А.С. Сальников, Е.А. Кравченко, В.В. Титаренко

Новосибирск, АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», bkanareykin@bk.ru

Строение Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), история ее тектонического развития и сейсмичности изложены в многочисленных публикациях **[1–4 и др.]**. Однако глубинные особенности ее внутренней структуры остаются до сих пор не совсем ясными и требуют дополнительных исследований. Одной из таких проблем, требующих внимательного рассмотрения, является проблема строения переходной зоны кора – мантия. Большой вклад в понимание глубинного строения БРЗ был внесен региональными исследованиями ГСЗ, выполненными в восьмидесятых – двухтысячных годах СО РАН под руководством академика РАН Н.Н. Пузырева и члена-корреспондента РАН С.В. Крылова **[3]**. Этими работами были установлены характерные особенности строения переходной зоны земная кора – мантия Байкальской рифтовой зоны. На глубинных разрезах ГСЗ были выделены участки, где в основании земной коры прослеживаются две сильные преломляющие границы. Одна из них (верхняя) характеризуется граничной скоростью 7.6–7.8 км/с и отождествляется с кровлей аномальной мантии (граница Мохо-2). Вторая (нижняя) преломляющая граница имеет граничную скорость 8.2–8.5 км/с и отнесена к кровле нормальной мантии (граница Мохо-1). Слой, заключенный между этими двумя преломляющими границами, был соотнесен со слоем аномальной мантии, внедрившейся в основание земной коры по узкому каналу из астеносферы **[3]** (рис. 1).

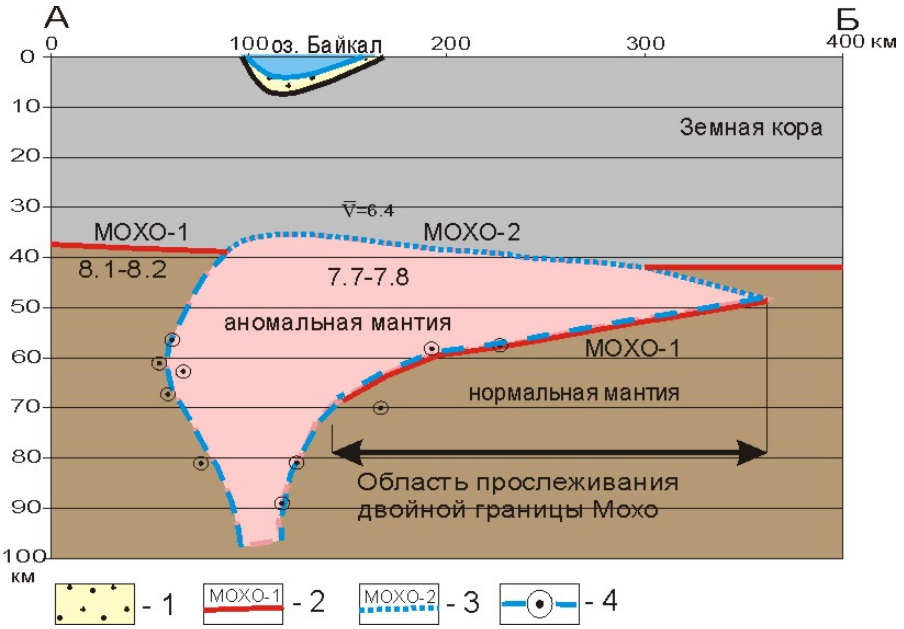


Рис. 1. Сейсмический разрез поперек Южно-Байкальской впадины. Профиль А-Б (по **[1]**). *1* – осадочные породы; *2* – поверхность нормальной мантии по данным ГСЗ; *3* – поверхность аномальной мантии по данным ГСЗ; *4* – контур аномального слоя по сейсмологическим данным. Цифры – скорости продольных волн, км/с.

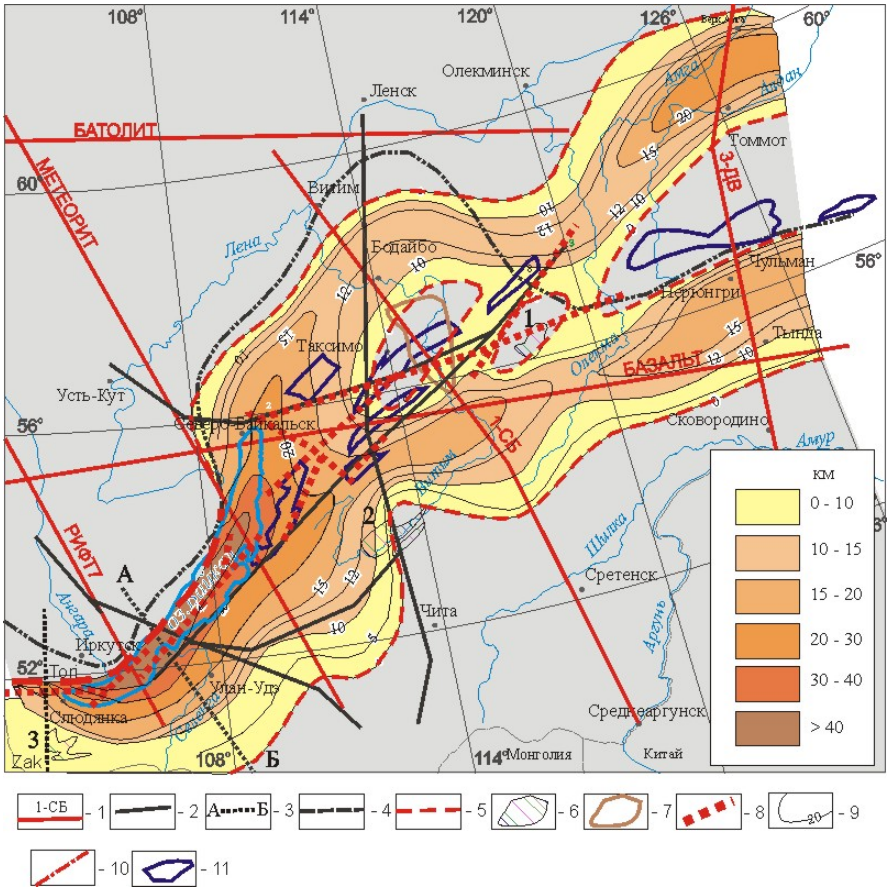


Рис. 2. Схематическая карта мощности слоя аномальной мантии. Байкальская рифтовая зона. *1* – опорные сейсмические профили (МОГТ-ГСЗ); *2* – региональные сейсмические профили ГСЗ (С.В. Крылов, 1981, С.В. Крылов, 1993); *3* – профили глубинных разрезов по данным землетрясений (С.В. Крылов, 1981, В.В. Мордвинова, 2015); *4* – граница Сибирской платформы (по Н.А. Логачеву, 1993); *5* – контур рифтовой зоны по данным ГСЗ; *6* – вулканические поля (по Н.А. Логачеву, 1993): 1 – Удоканское; 2 – Витимское; 3 – Хамардабанское; *7* – Муйский микроконтинент (по Н.А. Логачеву, 1993); *8* – оси протяженных сегментов зоны современной деструкции литосферы (по С.И. Шерману, 2012); *9* – изолинии мощности аномальной мантии, км; *10* – предполагаемые глубинные разломы; *11* – кайнозойские рифтовые впадины (по Н.А. Логачеву, 1993).

В 2010–2014 гг. АО «СНИИГГИМС» совместно с другими научными организациями выполнил на территории Восточного Забайкалья сейсмические исследования ГСЗ на опорных профилях 1-СБ и 3-ДВ. Эти работы позволили дополнить и уточнить картину строения переходной зоны кора – мантия.

В настоящей работе изложены результаты интерпретации данных ГСЗ по опорным профилям 1-СБ (Восточный участок) и 3-ДВ (Южный участок) и осуществлен их совместный анализ с работами ГСЗ за предыдущие годы.

При полевых работах ГСЗ на опорных профилях 1-СБ и 3-ДВ была реализована достаточно плотная и протяженная (удаления до 440–580 км) система наблюдений, обеспечившая прослеживание целевых преломленных волн в зоне перехода кора – мантия.

Выполненные работы ГСЗ на опорных профилях подтвердили присутствие в основании коры двух преломляющих границ. По результатам работ ГСЗ на опорных и региональных профилях в Восточном Забайкалье в переходной зоне кора – мантия выделена крупная линейно вытянутая аномальная зона длиной порядка 2000 км – глубинная Восточно-Забайкальская геотектоническая структура, совпадающая в плане с контуром Байкальской рифтовой зоны. Эта структура характеризуется прослеживанием двух преломляющих границ (Мохо-1 и Мохо-2) и расположенного между ними мантийного слоя (мощность слоя от нуля до 40 км) с аномально низкой скоростью (рис. 2). Площадь распространения слоя аномальной мантии – 680 тыс. км^2, объем мантийного вещества, внедрившегося в основание земной коры, – около 10 млн км^3.

Полученные данные позволяют считать, что продвижение слоя аномальной мантии осуществляется в режиме андерплейтинга, а сам слой соотнести с силлоподобным телом – глубинным Байкальским силлом (см. рис. 1). Данная ситуация предполагает существование разогретого очага в астеносфере **[5]**. Этот разогрев, вероятно, следует связать с подходом головной части Монгольского суперплюма к подошве литосферной мантии **[6]**.

Глубинная Восточно-Забайкальская структура коромантийным выступом делится на два прогиба: северный и южный. К южному прогибу и флангам коромантийного выступа приурочена зона современной деструкции литосферы, характеризующаяся повышенной плотностью эпицентров землетрясений **[4]** (рис. 2). Северная ветвь Восточно-Забайкальской структуры асейсмична и, скорее всего, соответствует древней (отмершей) глубинной зоне деструкции, более раннему ограничению Сибирского кратона.

Глубинная Восточно-Забайкальская геотектоническая структура (мантийный Байкальский силл) может рассматриваться как новый элемент тектонофизической модели Байкальской рифтовой зоны, расширяющий представления о ее генезисе. Масштабные объемы внедрившегося в основание земной коры разогретого астеносферного вещества, распространяющегося в режиме андерплейтинга, позволяют считать сложившуюся геодинамическую обстановку одной из главных причин формирования деформационной структуры земной коры БРЗ. Геодинамика формирования переходной зоны кора – мантия может оказаться важным звеном в многоуровневом процессе активизации землетрясений в Байкальской рифтовой зоне.

[1] *Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.* Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1981. 105 с.

[2] *Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.

[3] *Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф.* Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесейсмическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 1. С. 85–103. doi:10.5800/GT-2016-7-1-0198.

[4] *Шерман С.И.* Сейсмический процесс и современная многоуровневая деструкция литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1458–1470.

[5] *Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г.* Механизм подъема магмы через «твердую» литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры // Геология и геофизика. 2016. Т. 56, № 6. С. 1073–1091.

[6] *Добрецов Н.А., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 409 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 117–118

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Н.А. Каныгина[1], А.А. Третьяков[1], В.П. Ковач[2], К.Е. Дегтярев[1], К-Л. Ван[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[3] Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика

Характерной чертой сиалических массивов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса является участие в строении их фундамента кислых вулканогенных толщ и гранитоидов позднедокембрийского возраста, а также мощных терригенных последовательностей. В Центральном Казахстане крупнейшим сиалическим массивом является Актау-Моинтинский, среди доэдиакарских комплексов которого широко распространены кислые вулканиты и гранитоиды, формирующие ранненеопротерозойскую вулканоплутоническую ассоциацию **[1]**. Изотопные Sm-Nd характеристики вулканитов и гранитов ($\varepsilon_{Nd}(t)$=–1.9…–3.5; $t_{Nd}(DM)$=1.72–1.94 млрд лет) свидетельствуют об участии в их образовании комплексов палеопротерозойской континентальной коры **[1]**. Наряду с вулканитами и гранитами раннего неопротерозоя в строении фундамента массива участвуют мощные кварцито-сланцевые толщи, имеющие различные соотношения с кислыми вулканитами. В одних случаях кварциты и сланцы слагают ядра антиформных структур и перекрываются на крыльях кислыми вулканитами с возрастом 925±9 млн лет **[1]**. В других случаях кислые вулканиты с возрастом 921±5 млн лет **[1]** слагают крылья антиформных структур, ядра которых сложены кварцито-сланцевыми толщами.

С целью определения возрастных соотношений кварцито-сланцевых толщ с неопротерозойскими кислыми вулканитами, а также реконструкции источников сноса нами были проведены U-Th-Pb геохронологические исследования обломочных цирконов из кварцитов.

В качестве опорного был выбран разрез с северной части массива (район гор Алабас), где докембрийские комплексы здесь образуют крупную субширотную синформу, крылья которой сложены метаморфизованными кислыми вулканитами, а ядро – кварцитами, кварцито-песчаниками и сланцами.

Для U-Th-Pb геохронологических исследований использованы обломочные цирконы из пробы мелкозернистых кварцитов. U–Th–Pb датирование цирконов было произведено методом LA-ICP-MS в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня, Тайпей, по методике **[2]** с использованием 193 нм ArF-эксимерной системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ICP масс-спектрометром Agilent 7500. Изучение Lu-Hf изотопно-геохимических характеристик цирконов выполнено в Институте наук о Земле Академии Синика, Тайпей, Тайвань, на ICP масс-спектрометре Nu Plasma HR с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 по методике **[5]**. Выполнены U-Th-Pb исследования 219 зерен циркона, и получено 206 конкордантных оценок возраста.

Установлено, что в кварцитах преобладают обломочные цирконы мезо- и палеопротерозойского возраста – 1149–1273, 1276–1975 и 2354–2592 млн лет с максимумами 1209 (n=8), 1333 (n=5), 1448 (n=14), 1588 (n=19), 1732 (n=46), 1832 (n=33), 1960 (n=3), 2378 (n=3), 2466 (n=10) и 2517 (n=7) млн лет. Отдельные зерна имеют нео- и мезоархейские оценки возраста в интервалах 2645–2687, 2819–2831 и 3056–3132 млн лет со слабовыраженными максимумами 2670 (n=3), 2824 (n=3) и 3095 (n=3) млн лет.

Наиболее молодой статистически значимый максимум возраста обломочных цирконов составляет 1200 млн лет. Это позволяет предполагать, что накопление кварцито-сланцевых толщ предшествовало формированию ранненеопротерозойских (~920 млн лет) кислых вулканитов.

Полученные интервалы конкордатных возрастов обломочных цирконов свидетельствуют о том, что источниками сноса при накоплении кварцитов являлись мезо-, палеопротерозойские и неоархейские комплексы.

Для 105 магматических зернен циркона была изучена Lu/Hf-изотопная система и рассчитаны величины εHf и модельные возрасты tHf(C).

Установлено, что большинство цирконов с мезопротерозойскими оценками возраста характеризуется положительными значениями $\varepsilon_{Hf}(t)$ от 0 до +9.3 и модельными возрастами субстрата $t_{Hf}(C)$ от 1.48 до 2.42 млрд лет. Позднепалеопротерозойские (1.6–2.0 млрд лет) магматические цирконы имеют широкий спектр вариаций $\varepsilon_{Hf}(T)$ от –10.1 до +10.9 и модельный возраст $t_{Hf}(C)$ 1.77–2.77 млрд лет, в то время как раннепалеопротерозойские и неоархейские цирконы имеют отрицательные значения $\varepsilon_{Hf}(t)$ в интервале от –11.3 до –0.5 и более древние модельные возрасты $t_{Hf}(C)$ 2.89–3.48 млрд лет. Цирконы мезоархейского возраста характеризуются умеренными вариациями $\varepsilon_{Hf}(t)$ от –2.6 до +4.2, а модельный возраст субстрата $t_{Hf}(C)$ составляет 2.89–3.68 млрд лет.

Полученные данные позволяют предполагать, что формирование магматических комплексов питающей провинции на протяжении мезоархея – раннего палеопротерозоя происходило за счет сиалических источников с разной коровой предысторией архейского возраста. В то же время родоначальные расплавы мезо- и позднего палеопротерозоя формировались без участия архейских комплексов, за счет плавления протерозойских сиалических и ювенильных источников.

Можно предполагать, что источниками мезопротерозойских (1200–1300 млн лет) цирконов являлись кислые магматические породы, участвующие в строении Кокчетавского и Северо-Тяньшаньского сиалических массивов **[4, 6]**.

Гранитоиды с возрастом ~1800 и ~2200–2300 млрд лет, которые могут являться потенциальными источниками обломочных цирконов палеопротерозойского возраста, известны в пределах Жельтавского (Юго-Западный Казахстан) и Срединно-Тяньшаньского массивов **[3, 7]**.

Комплексы раннего палеопротерозоя и архея в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса на современном эрозионном срезе не обнажены, поэтому можно предполагать, что они были либо полностью эродированы, либо перекрыты более молодыми толщами и слагают погребенный фундамент сиалических массивов.

Аналитические работы и обобщение результатов проведены за счет средств Российского научного фонда (проект № 14-27-00058), экспедиционные работы и отбор проб выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00357).

[1] *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В.* Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулкано-плутоническая ассоциация Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23, № 1. С. 26–49.

[2] *Chiu H.-Y., Chung S.-L.,Wu F.-Y., Liu D., Liang Y.-H., Lin I.-J., Iizuka Y., Xie L.-W., Wang Y., Mei-Fei Chu M.-F.* Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet // Tectonophysics. 2009. V. 477. P. 3–19.

[3] *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

[4] *Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J.* Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): insights from zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics // Gondwana Research. 2015. V. 27. P. 424–438.

[5] *Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X.* Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. P. 237–269.

[8] *Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M.* Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 28–43.

[7] *Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., Sobel E.R.* Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment inthe Tianshan orogenic belt // Journal Asian Earth Science. 2017. V. 135. P. 122–135.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 119–121

ДИНАМИКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

А.В. Ключевский, 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 многомерное пространство параметров землетрясений диагностируется с применением физико-математических понятий и процедур скейлинга, пространственно-временной корреляции, откликов на возбуждение, самоподобия, предсказуемости на различных масштабах, миграции очагов землетрясений и т.д. к синтезу моделей, феноменологии и экспериментальных данных. Современное состояние теории и мониторинговых систем сейсмичности позволяет в первом приближении решить задачу оценки самоподобия энергетической структуры землетрясений, проследить за ее изменениями во времени и, сопоставив с модельными представлениями, понять в общих чертах ее природу и эволюцию. Энергетическая структура сейсмичности самоподобна и в шкале энергетических классов K_P соответствует фрактальной размерности «канторовой» пыли **[1]**. Природа самоподобия энергетики сейсмичности может быть обусловлена квазиравновесным состоянием горных пород в условиях оптимизации энергосбережения при эволюции литосферы с участием хрупких деформаций в формировании фрактальной структуры сети разломов **[2]**. Имеется гипотеза **[3]**, что каждый разлом генерирует землетрясения примерно одной энергии, а самоподобное распределение землетрясений по энергии формируется фрактальностью разломной сети. В этой связи землетрясение можно рассматривать как масштабированный «генератор», наложенный на «инициатор» – разлом определенного размера, и землетрясения участвуют в формировании фрактальной структуры диссипации энергии сетью разломов. Именно такой механизм лежит в основе итерационных процессов генерирования модельных самоподобных структур **[4]**.

Динамика состояния энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы (БРС) проанализирована нами на трех иерархических уровнях литосферы по годовым и накопленным суммарным данным о землетрясениях с энергетическим классом $K_P \geq 8$, произошедших за 1964–2013 гг. **[5]**. Изменения состояния характеризуются тремя основными параметрами: максимальным энергетическим классом K_{max}, наклоном графика повторяемости землетрясений γ и сейсмической активностью A_{10}. Как известно **[6]**, статистические закономерности тем точнее характеризуют исследуемые эмпирические связи, чем больше массивы данных и шире диапазон исследуемых параметров. В идеале такие массивы должны быть бесконечными или полными, но в сейсмологической практике используются ограниченные в пространстве и времени базы данных землетрясений – первые толчки обычно соответствуют началу инструментальной регистрации, а последние зависят от наличия обработанных записей. Ограниченность выборок приводит к дополнительным отклонениям от истинной закономерности, создаваемым не только погрешностями определения экспериментальных данных, но и неполнотой используемой статистики: оценки получаются смещенными, зависящими от объема выборки N. Поскольку корректное статистическое описание состояний энергетической структуры зависит от количества землетрясений N в используемой выборке материалов, то чем больше N, тем ближе к истинным значениям будут полученные параметры γ, A_{10} и K_{max}.

Установлено, что со временем и увеличением количества используемых землетрясений параметры графиков повторяемости землетрясений выходят на предельные значения, отражающие устойчивые закономерности в долговременном распределении толчков по классам. На фазовом портрете параметра γ выделяются два аттрактора, отражающие общую квазистацио-

нарность (предельный цикл) и локальную неустойчивость (фокус) энергетической структуры сейсмичности. Особенности формирования аттракторов позволяют предположить, что в динамике системы присутствует бифуркация рождения цикла (бифуркация Андронова–Хопфа). Согласно **[7]**, предельный цикл – изолированная замкнутая траектория в фазовом пространстве динамической системы, изображающая периодическое движение. В окрестности предельного цикла фазовые траектории либо удаляются от него (неустойчивый цикл), либо неограниченно приближаются к нему (устойчивый цикл). Особенности расположения двух аттракторов на фазовой диаграмме показали, что наиболее подходящим для ее описания является второе решение бифуркации рождения цикла при $\alpha > 0$. Согласно теории динамических систем бифуркация Андронова – Хопфа возникает в типичных однопараметрических семействах и является локальной бифуркацией векторного поля на плоскости, в ходе которой особая точка-фокус теряет устойчивость при переходе пары ее комплексно-сопряженных собственных значений через мнимую ось. При этом либо из особой точки рождается небольшой устойчивый предельный цикл (мягкая потеря устойчивости), либо небольшой неустойчивый предельный цикл в момент бифуркации схлопывается в эту точку (жесткая потеря устойчивости).

В полярных координатах при бифуркации Андронова – Хопфа система уравнений имеет вид:

$$\begin{cases} r'(t) = r(\alpha - r^2), \\ \varphi'(t) = 1. \end{cases}$$

Решение системы уравнений показывает, что динамическая система может иметь одно положение равновесия, которое является устойчивым фокусом, если параметр $\alpha \leq 0$. При втором решении ($\alpha > 0$) система может иметь одно положение равновесия, которое является неустойчивым фокусом ($\gamma \approx -0.470 \pm 0.015$), и устойчивый предельный цикл ($\gamma \approx -0.505 \pm 0.02$). Термины «мягкая» и «жесткая» потери устойчивости связаны с описанием поведения системы с точки зрения внешнего наблюдателя, при медленной (в сравнении с динамикой системы) эволюции параметра системы α и зашумлении системы малыми случайными возмущениями. В случае мягкой потери устойчивости решение перейдет из положения равновесия (ставшего неустойчивым) в предельный цикл – наблюдатель будет видеть периодическое «дрожание» состояния системы недалеко от положения равновесия, которое будет усиливаться с ростом параметра. При жесткой потере устойчивости решение «резко» срывается и уходит за границу бассейна отталкивания исчезнувшего предельного цикла и с точки зрения наблюдателя решение скачком меняет режим. Наличие двух аттракторов параметра γ, формирование предельного цикла из неустойчивого фокуса, скачкообразный переход с предельного цикла на неустойчивый фокус при реализации сильных землетрясений и постепенный уход с точки-фокуса в предельный цикл указывают на близкое соответствие поведения энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга БРС модели бифуркации Андронова – Хопфа при $\alpha > 0$.

Для исследования циклической неустойчивости параметра γ были рассмотрены два сценария развития сейсмического процесса, соответствующие мягкой («роевой») и жесткой («афтершоковой») потере устойчивости энергетики сейсмичности. С целью анализа и сопоставления динамики формирования энергетической структуры сейсмичности выполнены расчеты наклонов графиков повторяемости землетрясений в модельных и реальных сценариях серии толчков. Сопоставление модельных и реальных вариаций наклонов графиков повторяемости указывает на соответствие «афтершоковой» модели динамике энергетической структуры сейсмичности литосферы юго-западного фланга БРС. Таким образом, динамика энергетического состояния сейсмичности юго-западного фланга БРС ближе к модели афтершокового процесса, что не удивительно, так как почти половину землетрясений этой территории составляют афтершоки **[8, 9]**. Основные результаты численного моделирования согласуются с закономерностями изменения энергетики реальной сейсмичности и позволяют более наглядно и обоснованно продемонстрировать особенности циклической неустойчивости параметра γ и свойства методов оценки параметров в силу детерминированности модельного массива событий.

[1] *Ключевский А.В.* О самоподобии энергетической структуры сейсмичности в Байкальском регионе // ДАН. 2006. Т. 408, № 1. С. 96–101.

[2] *Ключевский А.В., Зуев Ф.Л., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Фрактальная структура сейсмичности Байкальского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 108–109.

[3] *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. Kisslinge. Amsterdam, Boston, New York, Tokyo: Academic Press, 2002. P. 209–227.
[4] *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 2002. 656 с.
[5] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Энергетическая структура сейсмичности юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2015. Т. 464, № 5. С. 611–617.
[6] *Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д.* Прикладная статистика. М.: Финансы и статистика, 1983. 470 с.
[7] *Андронов А.А., Витт А.А., Хайкин С.Э.* Теория колебаний. М.: Наука, 1981. 918 с.
[8] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Группы землетрясений Байкальской рифтовой зоны: статистика и пространственно-временное распределение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 99–101.
[9] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А., Зуев Ф.Л., Какоурова А.А., Черных Е.Н., Брыжак Е.В.* Группирующаяся сейсмичность Прибайкалья // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2015. С. 139–143.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 122–123

ЦЕПОЧКИ МИГРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.В. Ключевский, А.А. Какоурова, В.М. Демьянович

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, anna2015@crust.irk.ru

Явление миграции очагов землетрясений стало широко известно после публикации Ч.Ф. Рихтера **[1]**, в которой описано поступательное смещение эпицентров сильных землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома в Турции. В рамках этого явления сведения о квазилинейных цепочках сильных толчков стали использоваться для прогноза землетрясений и анализа сейсмогеодинамики литосферы **[2–4]**. Под цепочкой миграции землетрясений обычно понимается квазилинейное одностороннее перемещение положения последовательных во времени эпицентров толчков на поверхности литосферы. Поскольку область сейсмотектонической деструкции является квазилинейной разломной зоной, такое перемещение эпицентров толчков будет отражать поступательное направленное в одну сторону изменение расположения очагов сильных землетрясений вдоль зоны (или поверхности) разлома. Локализация и динамика процесса миграции очагов землетрясений хорошо вписываются в рамки модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) **[5]**.

Компьютеризация дает возможность детального изучения миграции очагов землетрясений на большом фактическом материале, если представления о миграции как о поступательном перемещении гипоцентров сейсмических событий вдоль зоны разлома перенести на слабые толчки. В этом случае необходимо решить проблему формализованного выделения цепочек миграции землетрясений из большого массива исходных материалов каталога землетрясений исследуемого региона. В данной работе представлены результаты выделения цепочек миграции землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности Байкальского региона и выполнен анализ распределения цепочек в пространстве, времени и по энергии. Цепочки миграции землетрясений выделены с использованием способа, описанного в работе **[6]**. Цепочками миграции считаются совокупности из $n \geq 3$ последовательных во времени землетрясений при условии нахождения толчков в заданном угловом секторе допустимой нелинейности цепочки q по азимуту α миграции.

Материалы «Каталога землетрясений Прибайкалья» получены группой сводной обработки Байкальского филиала единой геофизической службы РАН. В работе использованы данные о 52700 землетрясениях представительных энергетических классов $K_P \geq 8$, зарегистрированных на территории Байкальского региона (φ=48–60° с.ш., λ=96–122° в.д.) с 1964 по 2013 г. В литосфере региона выделены 2095 цепочек миграции землетрясений при угловом секторе q=10° (±5° от азимута миграции α). На карте-схеме цепочки миграции представлены в виде векторов от эпицентра первого к эпицентру последнего толчка цепочки. По расположениям эпицентров первых толчков цепочек (начала миграций) подсчитаны плотности эпицентров в площадках 0.5×0.5° и проведены изолинии плотности цепочек миграции. Повышенная плотность и азимуты цепочек миграции хорошо корреспондируются с расположением и северо-восток-юго-западной ориентировкой зон основных сейсмогенных разломов, а максимумы плотности цепочек обычно совпадают с зонами высокой плотности эпицентров толчков. На гистограмме распределения азимутов α видно, что миграции эпицентров землетрясений в цепочках северо-восточной и юго-западной ориентировки уравновешены. Отметим, что при изучении сейсмомиграции методом пространственно-временных диаграмм отмечены прямые и обратные миграции суммарной сейсмической энергии вдоль «оси» Байкальской рифтовой зоны **[7]**. Анализ годовых чисел n цепочек миграции землетрясений показал, что максимальное число цепочек формируется слабыми толчками с K_P=8–9, с ростом энергетического класса количество цепочек уменьшается. Максимумы чисел цепочек обычно соответствуют повышенной скорости потока землетрясений. На гистограмме распределения цепочек по энергетическим классам

видно, что подавляющее большинство цепочек выделено в диапазоне слабых толчков с $8 \le K_P \le 10$. Аппроксимация гистограммы указывает на степенное уменьшение чисел цепочек с ростом величины класса.

Пространственно-временное и энергетическое распределение цепочек миграции землетрясений в литосфере Байкальского региона указывает на связь чисел выделенных цепочек миграции с количеством толчков в исследуемой выборке данных – чем больше толчков в выборке, тем больше выделяется цепочек миграции землетрясений. Поскольку пространственно-временные максимумы плотности землетрясений формируются в результате геодинамических активизаций в литосфере БРС **[8]**, следует полагать, что максимумы плотности цепочек миграции землетрясений в Байкальском регионе обусловлены этими активизациями. Вместе с тем следует отметить, что, согласно результатам работы **[6]**, некоторая часть цепочек может быть выделена в поле случайно распределенных событий. Поэтому при дальнейшем анализе мигрирующей сейсмичности следует применять методику идентификации цепочек для отделения цепочек миграции землетрясений от цепочек случайного распределения **[9]**.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (проект 14-05-00308_а).

[1] *Рихтер Ч.* Элементарная сейсмология. М.: Изд-во Иностранная литература, 1963. 670 с.
[2] *Бот М.* О проблеме предсказания землетрясений // Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968. С. 9–20.
[3] *Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
[4] *Вилькович Е.В., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И.* Волны тектонических деформаций на крупных разломах // ДАН СССР. 1974. Т. 219, № 1. С. 77–80.
[5] *Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6–29.
[6] *Ключевский А.В., Какоурова А.А., Ключевская А.А., Демьянович В.М., Черных Е.Н.* Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности // Патент на изобретение №… Заявка подана 29 августа 2017 года.
[7] *Levina E.A., Ruzhich V.V.* The seismicity migration study based on space-time diagrams // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. P. 225–240.
[8] *Ключевский А.В.* Сейсмичность в условиях самоорганизации Байкальской рифтовой системы // ДАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 96–100.
[9] *Ключевский А.В., Какоурова А.А.* Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2016. № 8 (115). С. 74–84.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 124–125

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАПЕСЧАНИКОВ ЧИНЕЙСКОЙ ПОДСЕРИИ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (LA-ICP-MS) И Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В.П. Ковач[1], А.Б. Котов[1], Д.П. Гладкочуб[2], Е.В. Толмачева[1], С.Д. Великославинский[1], Б.М. Гороховский[1], В.Н. Подковыров[1], Н.Ю. Загорная[1], Ю.В. Плоткина[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@crust.irk.ru

Терригенные отложения удоканской серии, выполняющие Кодаро-Удоканский прогиб, являются гипостратотипом нижнего протерозоя Сибири и Дальнего Востока **[1]**. Мощность терригенных отложений удоканской серии, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, превышает 10 км. В ее составе выделяют (снизу вверх) кодарскую, чинейскую и кеменскую подсерии **[1]**. Однако возрастные границы формирования удоканской серии являются во многом неопределенными. В сообщении в этом плане обсуждаются результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов и Sm-Nd изотопных исследований терригенных пород чинейской подсерии.

В настоящее время в составе чинейской подсерии выделяются читкандинская, александровская и бутунская свиты **[2]**. Для U-Th-Pb геохронологических исследований использована проба метапесчаника александровской свиты, сложенной метаалевролитами, метапесчаниками, метаалевропесчаниками со слоями доломитов, пестроцветными метаалевролитами и метапесчаниками (в т.ч. медистыми и железистыми), а также кварцитовидными, олигомиктовыми и монокварцевыми метапесчаниками **[2]**. Мощность свиты оценивается в 400–500 м. Породы чинейской подсерии метаморфизованы в условия зеленосланцевой фации.

U-Th-Pb геохронологические исследования цирконов выполнены в ИГГД РАН с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр пучка лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 120 с (60 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 **[3]**. Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice. Для них в ходе исследований получены конкордантные оценки возраста 1061±8 млн лет и 334±4 млн лет соответственно, что находится в хорошем соответствии с данными, полученными методом ID-TIMS **[4, 5]**.

U-Th-Pb изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER© **[6]**, поправки на обычный Pb введены с помощью программы ComPbCorr **[7]**. Для построения диаграмм с конкордией и расчета конкордантных возрастов (concordia ages) использована программы Isoplot v. 4.15 **[8]**. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов **[9]** принимались во внимание только конкордантные ($D \leq \pm 5$ %) оценки возраста.

Детритовые цирконы из метапесчаника александровской свиты чинейской подсерии представлены главным образом слабоокатанными и неокатанными субидиоморфными коротко- и длиннопризматическими кристаллами и их обломками. Для них характерна тонкая и грубая осцилляторная зональность и присутствие расплавных включений, что свидетельствует о их магматическом генезисе. Реже встречаются округлые зерна циркона и их обломки. Цирконы этого морфологического типа обладают очень плохо выраженной зональностью и содержат многочисленные минеральные и газово-жидкие включения. Скорее всего, они имеют метаморфическое происхождение.

Для U-Th-Pb геохронологических исследований случайным образом было отобрано 95 зерен циркона из размерной фракции >75 мкм. Для них получены 100 оценок возраста, 57 из которых являются конкордантными. Конкордантные оценки возраста находятся в интервалах 1874–2109, 2450–2554 и 2687–2825 млн лет. На кривых относительной вероятности возрастов

отчетливо выделяются максимумы с возрастом 1.90, 1.98, 2.50, 2.55 и 2.72 млрд лет. Два зерна циркона имеют конкордантный возраст 2932±23 и 3086±14 млн лет.

Необходимо отметить, что максимум возраста около 1.90 млрд лет определяют метаморфогенные цирконы. Этот возраст совпадает с возрастом последних складчатости и регионального метаморфизма, проявленных в пределах Чаро-Олекминского геоблока (1908±5 млн лет **[10]**). Принимая во внимание, что уровень метаморфизма пород чинейской подсерии соответствует зеленосланцевой фации, в условиях которой не происходит образование метаморфических цирконов, можно полагать, что нижняя возрастная граница накопления пород александровской свиты чинейской подсерии составляет приблизительно 1.90 млрд лет. Верхняя возрастная граница накопления пород этой серии определяется возрастом прорывающих их магматических пород Чинейского массива (1867±3 млн лет **[11]**). Таким образом, возраст отложений чинейской подсерии находится в интервале 1.87–1.90 млрд лет.

Источниками сноса нео- и мезоархейских цирконов, по-видимому, являлись гнейсы олекминского комплекса и архейские гранитоиды Чаро-Олекминского геоблока **[12, 13]**.

Эндогенные события с возрастом около 1.98 млрд лет в пределах Чаро-Олекминского геоблока в настоящее время не установлены. Необходимо подчеркнуть, что в эту возрастную группу попадают слабоокатанные цирконы магматического происхождения, что свидетельствует о проксимальных источниках их сноса.

Породы чинейской подсерии обладают более молодыми, чем архейские гнейсы и гранитоиды Чаро-Олекминского геоблока, значениями Nd модельного возраста в интервале 2.4–2.6 млрд лет ($t_{Nd(C)}$=2.4–2.7 млрд лет) и величинами $\varepsilon_{Nd}(1.9)$ от –3.8 до –1.1. Это позволяет предполагать, что значительную роль в формировании метаосадочных пород чинейской подсерии играл палеопротерозойский ювенильный материал. Возможными его источниками могли служить островодужные или окраинно-континентальные комплексы, развитые в Чаро-Олекминском геоблоке или его обрамлении.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00905).

[1] *Федоровский В.С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000, новая серия, лист O-(50) 51 и объяснительная записка / Ред. Е.П. Миронюк. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.

[3] *Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.

[4] *Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards and Geoanalytical Research. 1995. V. 19. P. 1–23.

[5] *Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. P. 1–35.

[6] *Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix // LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications / Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2001. V. 29. P. 239–243.

[7] *Anderson T.* Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 59–79.

[8] *Ludwig K.R.* Isoplot V. 4.15: A Geochronological Toolkit forMicrosoft Excel. Special Publication No. 4. Berkeley Geochronology Center. 2008. 76 p.

[9] *Gehrels G.E.* Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances / Eds. C. Busby, A. Azor. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.

[10] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П.* Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 3–15.

[11] *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 тектоническая позиция Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424, № 4. С. 517–521.

[12] *Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2003.

[13] *Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А.* Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 78–93.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 126–127

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ БИМОДАЛЬНЫЙ И ГРАНИТОИДНЫЙ А-ТИПА МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ: ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С АНОРОГЕННОЙ АКТИВНОСТЬЮ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.М. Козловский[1], В.В. Ярмолюк[1], А.В. Травин[2], Е.Б. Сальникова[3], В.М. Саватенков[3]

[1] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[3] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Территория Северной Монголии, как и всего Центрально-Азиатского складчатого пояса, в позднем палеозое служила ареной активных магматических событий. Поверхностное выражение этой активности проявилось в бимодальном базальт-щелочно-риолитовом вулканизме. На более глубинном же уровне происходило становление массивов преимущественно гранитоидов А-типа, реже нефелинсодержащих пород. Такой магматизм типичен для рифтовых зон и горячих точек. На севере Центрально-Азиатского складчатого пояса он, без сомнения, может рассматриваться как анорогенный, так как очевидного близкого по возрасту надсубдукционного магматизма здесь не было, а процессы конвергенции и коллизии к этому времени завершились. Причина такого магматизма остается неустановленной, так же как его длительность и этапность. В связи с этим нами были выполнены геохронологические исследования опорных объектов в пределах Северной Монголии и проведена их корреляция с сопредельными территориями Тувы, Забайкалья, Южной Монголии и Китая.

Широкая полоса около 150 км щелочно-гранитного и бимодального магматизма в Северной Монголии протягивается в субширотном направлении на расстояние около 800 км и прослеживается на северо-восток в Забайкалье еще на такое же расстояние. С запада на восток в Северной Монголии выделяются следующие интрузивные массивы и вулканические поля: в хр. Хан-Хухий – Улан-Тологой, Бурал, Бор-Хайрхан; далее на восток – Их-Маргадз, Дзун-Хангай, Хара-Нур, Нумрэг, Тосон-Цэнгэл, Сангийн-Далай-Нур, Эгийн-Гол.

Геологическая характеристика и результаты геохронологических исследований. Редкометалльное рудопроявление Улан-Толгой на южном склоне хр. Хан-Хухий связано с массивом щелочных гранитов и сиенитов размером 500×700 м. Сиениты представляют раннюю безрудную фазу массива и содержат арфведсонит. Его исследования Ar-Ar методом позволили установить возраст 298±3 млн лет.

К северу от массива Улан-Толгой в районе г. Бурал изометричный в плане массив диаметром 3.4 км рассечен субширотным левым сдвигом амплитудой около 3.7 км. Центральная часть массива сложена крупнозернистыми сиенитами очень непостоянного состава с многочисленными дайками сиенитов и щелочных габброидов и останцами вмещающих плагиогранитов. Краевая часть массива представлена серией параллельных даек щелочных гранитов. По арфведситу из этих щелочных гранитов Ar-Ar методом установлен возраст 309±2 млн лет.

В осевой части хр. Хан-Хухий вблизи г. Бор-Хайрхан сиенитовый массив диаметром около 2.5 прорывает вмещающую карбонатную толщу. Среди сиенитов здесь в контактовой области наблюдаются нефелинсодержащие разновидности. Главная фаза массива содержит породообразующий амфибол, по которому Ar-Ar методом определен возраст 298±4 млн лет.

К северу от оз. Баян-Нур метаморфические комплексы Сонгинского террейна прорваны серией массивов щелочно-полевошпатовых гранитов. Размер этих массивов варьируется от 300 м до 11 км. Крупные массивы, как правило, имеют изометричную форму и включают основную фазу и серии параллельных бимодальных даек. Для крупного массива Их-Маргадз U-Pb методом по циркону установлен возраст 256±4 млн лет. Для малого штока Улдзийт-Ула к северо-востоку тем же методом установлен возраст 299±4 млн лет.

В районе сомона Дзун-Хангай анорогенная вулканоплутоническая ассоциация распространена на площади около 1000 км^2. Вулканические породы здесь представлены андезибазальтами, трахитами и риолитами А-типа. В основании вулканической толщи отмечаются массивы щелочных гранитов с игольчатым щелочным амфиболом и/или эгирином. Ранее для вулканических пород этой ассоциации Rb-Sr методом по валовым пробам был установлен возраст 264±4 млн лет, однако изотопная неоднородность магматического источника не позволяет использовать эту оценку возраста. Данные предварительных U-Pb геохронологических исследований эгириновых гранитов показали возраст около 290 млн лет.

Далее к востоку распространена серия массивов щелочных гранитоидов размером от 15 до 30 км. Они, как правило, петрографически достаточно однородны. Ar-Ar геохронологические данные для массива арфведсонитовых гранитов на южном берегу оз. Хара-Нур показали возраст 288±3 млн лет. В районе сомона Нумрэг для массива щелочных гранитов U-Pb методом по циркону установлен возраст 291±4 млн лет. U-Pb возраст Тосон-Цэнгэльского щелочно-гранитного массива составляет 268±1 млн лет. Сангийн-Далай-Нурский массив арфведсонитовых гранитов был продатирован Ar-Ar методом – 257±5 млн лет.

Выходы крупной вулканоплутонической ассоциации отмечаются в среднем течении р. Эгийн-Гол, где на площади более 2000 км^2 распространены фрагменты вулканических построек щелочных риолитов и базальтоидов, а также массивы арфведсонитовых и/или эгириновых гранитоидов. Ранее возраст этой ассоциации был оценен как позднепермский на основе находок флоры в прослоях осадков. Однако U-Pb датирование гранитов показало раннепермское время их становления – 284±3 млн лет.

Итак, полученные геохронологические данные ограничивают анорогенный магматизм Северной Монголии интервалом около 309–256 млн лет назад. В этот же промежуток времени (около 306–266 млн лет) в Забайкалье происходило становление серии массивов щелочных гранитов, сиенитов и нефелинсодержащих пород. Однако большинство проявлений этого магматизма группируется в более коротком промежутке времени – 292±11 млн лет с учетом аналитических ошибок. Синхронный магматизм сходного состава распространен по всему Центрально-Азиатскому складчатому поясу от Восточного Казахстана на западе до Внутренней Монголии на востоке и от Бейшаня на юге до Северо-Восточного Забайкалья на севере. Его геодинамическая интерпретация неоднозначна и включает связь с Таримским мантийным плюмом, разрыв слэба после запирания субдукции или деламинацию низов континентальной литосферы после консолидации складчатой структуры пояса. Наиболее поздние массивы с возрастом около 257 млн лет совпадают по времени со становлением Хангайского гранитоидного батолита. Проблема формирования последнего также не имеет однозначного геодинамического решения и связывается либо с активностью мантийного плюма, либо с Монголо-Охотской субдукцией. Таким образом, в Северной Монголии геологически сходные анорогенные магматические комплексы формировались в разные этапы, которые совпадают с масштабными магматическими событиями в смежных частях Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 16-17-10186).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 128–130

О ПРИРОДЕ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОЛИНЕ Р. ИХ-БУЛАГ (БАССЕЙН Р. СЕЛЕНГИ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

В.Л. Коломиец

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

Район исследований относится к Орхон-Селенгинской среднегорной области, входящей в состав Хангай-Хэнтэйской горной страны и занимающей ее центральную депрессионную часть между крупными сводово-глыбовыми поднятиями Хангая и Хэнтэя. Густая эрозионно-речная сеть принадлежит бассейну р. Селенги, в том числе и река Их-Булаг (левый приток р. Их-Тулбэрийн-Гол – правого притока р. Селенги).

Для выяснения характера четвертичного осадконакопления данного региона был изучен крупный подгорный шлейф в среднем течении р. Их-Булаг вдоль левого борта долины (разрез IB-1). Отложения мощностью 7.4 м по набору статистических и динамических показателей процесса седиментогенеза подразделяются на семь горизонтов.

Первый горизонт (интервал 0.00–0.55 м) сложен массивным лессовидным песчаным алевритом (средневзвешенный диаметр частиц x=1.47 мм). Формирование слоя происходило в обстановке малого энергетического потенциала при средней длине транспортировки вещества и его недостатке в устойчивом положении тектонической составляющей морфогенеза (коэффициент асимметрии α=4.60; эксцесс τ=20.61). Достаточно большие значения коэффициента вариации (ν=3.66) определяют аккумуляцию отложений в субаэральной среде (комплексный эолово-делювиальный генотип континентальных осадочных образований).

Второй горизонт (0.55–2.35 м) образован бестекстурными дресвяно-щебнисто-алевритовыми осадками (x=9.95–11.54 мм) с хаотичным наполнением толщи псефитовым материалом. Присутствие сортировки не наблюдается (стандартное отклонение σ=20.26–20.70), мода сдвинута в сторону крупных частиц (коэффициент асимметрии Траска S_k<1), эксцесс малоположителен (τ=3.34–3.80). Такие энергодинамические показатели седиментации указывают на незначительное перемещение субстрата при условно-стабильном состоянии тектонического фона. Значения коэффициента вариации (ν=1.76–2.08) устанавливают склоновый генезис данных осадков в более влажной обстановке.

Массивные плотные алевритисто-дресвяно-щебнистые отложения (x=18.04) формируют третий горизонт (2.35–3.05 м). Абсолютная несортированность (σ=25.54), левостороннее смещение моды осадка (S_k=0.55) при повышенном энергетизме (α=1.30) кумуляции в условиях, близких к нестабильному состоянию тектонического фона (почти нулевые значения эксцесса), а также параметры коэффициента изменчивости (ν=2.42) определяют склоновое происхождение наносов. Но, учитывая слабую окатанность грубых обломков, ранее залегавших на более высоких высотных уровнях с обязательным участием в этом процессе текучей воды, можно предположить их коллювиально-делювиальное переотложение.

Четвертый горизонт (3.05–3.80 м) состоит их рыхлых грубокрупнозернисто-песчаных дресвяно-щебнистых осадков (x=13.83). Само вещество характеризуется лучшей сортировкой (σ=21.01), ему свойственна асимметрия распределений (S_k<1; α>0), эксцесс со знаком «+» (τ=2.41). Следовательно, можно говорить о достаточном динамическом потенциале среды осадконакопления, укороченном пути привноса вещества и чуть более спокойном тектоническом режиме. Коэффициент вариации (ν=1.52) определяет коллювиально-пролювиальное происхождение описываемых слоев в субаквальном квазистационарном седиментационном бассейне.

Средне- и мелкозернисто-песчаные щебнисто-алевритовые осадки (x=12.71) слагают пятый горизонт (3.8–4.0 м) наклонного залегания ($\angle$15–17°). Основные статистические параметры

описывают сдвиг моды в сторону тонкозернистых частиц и лучшую их обработку (S_k>1), локальную транспортировку (отсутствие сортировки σ=25.01) двумя скоростными режимами (два модальных пика) в среде, обладающей достаточным запасом энергии (α>0) и балансирующей на грани нестабильности тектоно-климатического фона (очень малый эксцесс). Происхождение прослоя склоновое, в его формировании в незначительной степени принимала участие текучая свободная вода (парагенетическая группа коллювия смывания), так как значения коэффициента вариации (ν=1.97) находятся в граничном положении между аквальным и неаквальным характером седиментогенеза.

Шестой горизонт (4.0–4.9 м) состоит из неслоистого средне- и мелкозернистого алевропеска (x=1.21) лессовидного облика. Материал имеет уже очень плохую сортировку (σ=3.79), в рассеве преобладают более структурированные мелкие частицы (S_k>1; α>0), эксцесс положителен в рамках первых десятков единиц (τ=36.94). Такой перечень статистических характеристик констатирует относительную динамическую устойчивость поступления вещества при недалеком пути его транзита на протяжении всего временного промежутка накопления в наиболее спокойном по всему разрезу тектоническом режиме. Числовые значения коэффициента изменчивости (ν=3.13) указывают на коллювиальный характер образования описываемой толщи.

Седьмой горизонт (4.9–7.4 м) сложен валунными и гравийными галечниками с разнозернисто-песчаным заполнителем (x=20.52–28.43 мм). Большое количество фракций предопределило кумуляцию несортированных отложений (σ=20.52–28.43; S_k=0.38–0.93; α=0.39–1.63) в среде с высоким энергетическим потенциалом. Эксцесс отрицателен, что указывает на нестабильные условия осадконакопления, постоянное поступление новых и больших объемов дезинтегрированного вещества, слабодинамическую его обработку, а в итоге – неустойчивое климатотектоническое состояние окружающей среды. Все значения коэффициента вариации (ν=0.86–1.23) находятся в пределах от 0.8 до 2.0 единиц, что сопоставимо с сектором однонаправленных стационарных водотоков с колебанием дебита стока по сезонам года и трактует флювиальный генезис изучаемого горизонта.

Таким образом, изученная толща подгорного шлейфа в целом имеет двучленное строение – аквально-коллювиальное. Горизонт 7 формировался в аллювиальных обстановках седиментогенеза, ему присущ максимальный средневзвешенный размер частиц. Чтобы аккумулировать осадки с заданными параметрами, была необходима достаточная обводненность территории, наличие постоянных потоков с однонаправленным поступательным движением воды. Такое сочетание внешних факторов могло присутствовать в первую очередь в теплые климатические фазы, к примеру в начале позднего неоплейстоцена в казанцевское межледниковье.

Известно, что эпохи потеплений в неоплейстоцене всегда сменялись периодами похолоданий и аридизации климата в целом. Следовательно, в разрезе речные отложения должны смениться образованиями, имеющими совсем иной облик, – тонкообломочными породами. И такое замещение действительно наблюдается – шестой горизонт коллювиального генезиса характеризуется минимальной крупностью зерна и, что наиболее значимо, – облесованностью – прямым доказательством осадконакопления в холодных, маловлажных условиях ермаковского времени.

Для горизонтов 3–5 с ростом размерности частиц вновь происходит смена обстановок аккумуляции с более заметным энергетическим потенциалом (коллювиально-пролювиальный генезис с участием свободно-текучей воды), основой которого являлась очередная климатическая коллизия в каргинское время. Если следовать тренду климатических вариаций, то второй горизонт склонового происхождения сформировался уже в сартанскую, еще достаточно влажную эпоху, подтверждением чему может служить факт все того же колебания чисельных значений процедуры седиментации. И, наконец, венчающий разрез первый, эолово-делювиальный, горизонт накопился в голоцене.

В устьевой части р. Их-Булаг имеется карьер, вскрывающий осадочную толщу до глубины 3.7 м. В северо-западной стенке карьера был описан разрез IB-2, отложения которого по механическому составу подразделяются на три слоя.

Слой 1 выполнен облессованным, дресвяно-щебнистым алевропеском (x=8.77 мм) массивной текстуры и не выдержан по мощности (в среднем 1 м). Состав слоя абсолютно не сортирован (σ=20.91), мода сдвинута в сторону мелких частиц (S_k>1), эксцесс малоположителен (τ=4.25). Следовательно, обстановка осадконакопления характеризовалась определенным динамизмом при укороченной длине транспортировки в относительно стабильных условиях тектонического фона вне аквальной области седиментации (коэффициент вариации ν=2.44, скло-

новое – коллювиально-делювиальное происхождение, а также эолово-делювиальное, в случае возможного участия ветра в переотложении пылеватых частиц).

Валунный галечник (x=41.42 мм) слагает 2-й слой разреза IB-2. Его выдержанная по простиранию мощность достигает 1.6 м, залегание – наклонное (до ∠10°), толща уложена плотно, наблюдаются отдельные прослои в 5–7 см гравийно-грубозернисто-песчаного материала. Наибольший размер частиц составляет 0.15×0.50 м, преобладает вещество галечной размерности (не менее 70 % от общего веса). Горизонт характеризуется абсолютной несортированностью осадка (σ=30.51), сдвигом моды в сторону крупных частиц (S_k<1) и отрицательным эксцессом (τ=–1.77), что указывает на нестабильность условий литогенеза, возможные тектонические подвижки, интенсивную эрозию и, следовательно, аккумуляцию, а также привнос материала, существенно превышавший скорость его переработки ввиду недостатка энергетического потенциала в среде осаждения (α<0). Параметры коэффициента вариации (ν=0.74) определяют аквальный характер седиментации однонаправленными потоками речного облика с сезонным колебанием водности.

Массивные щебнисто-алевритоглинистые осадки (x=14.66 мм) формируют 3-й слой выдержанной мощности в пределах 0.85 м. С ростом глубины разреза происходит увеличение количества тонкообломочного субстрата. Характерно полное отсутствие какой-либо сортировки (σ=23.55), а также скошенность в сторону мелких частиц (S_k>1). Слой накапливался в условиях балансирования на грани «устойчивость – неустойчивость» процессов эндо- и экзогенеза (очень малые плюсовые значения эксцесса) с повышенным энергетизмом (α>0) при малом пути перемещения субстрата. Происхождение осадков – склоновое, но в структуризации и трансформации вещества горизонта обязательное участие принимала свободно-текучая вода, так как значения коэффициента изменчивости (ν=1.57) принадлежат флювиальному сектору (коллювиально-пролювиальный и пролювиально-делювиальный генотипы).

В основании разреза встречены красновато-коричневые, карминовые тяжелосуглинистые дресвяно-щебнистые отложения.

Таким образом, разрез IB-2 имеет трехчленное генетико-фациальное строение. Верхняя облесованная пачка склонового происхождения образовалась в холодных аридных условиях сартанской эпохи. Определение времени аккумуляции среднего горизонта затруднительно по причине его аллювиального генезиса, так как русловой водоток мог существовать на данной территории длительное время вне всякой связи с климатическими вариациями в ту или иную сторону. Склоново-пролювиальный нижний слой накапливался в относительно влажных климатических обстановках.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 131–132

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА ХИЛОКСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец[1, 2], Р.Ц. Будаев[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bscnet.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет

Хилокская межгорная впадина, дренируемая крупной транзитной рекой – р. Хилок (правый приток р. Селенги), входит в состав Селенгинского среднегорья и имеет субширотное простирание. Общая протяженность впадины составляет около 150 км, максимальная ширина достигает 20 км. С севера котловина обрамлена Заганским, а с юга – Малханским хребтом. Днище впадины сложено разновозрастными аллювиальными, пролювиальными и эоловыми отложениями, образующими террасы и широкие подгорные шлейфы.

Высокий террасовый уровень (40–60 м) р. Хилок (разрез «Елань-1», глубина 18.8 м) изучен в правом борту р. Еланка – левого притока р. Хилок, в 6 км севернее с. Елань. Он вскрывает осадочную толщу водного происхождения средненеоплейстоценового возраста (данные геологической съемки масштаба 1:200000). Представлен песчаными осадками (13 литологических горизонтов), состоящими из частиц всего псаммитового спектра – от тонко- до грубозернистых частиц. Разрезу свойственно повсеместное ритмичное переслаивание, состоящее из прослоев мощностью от 0.5–1.0 до 5–7 см субгоризонтальной, наклонной и косой слоистости (падение в юго-восточных и южных румбах, угол наклона – 16–18 – 26–30°). Самые верхи толщи до глубины 0.65 м сложены покровными бестекстурными мелко- и крупнозернистыми псаммитами.

Ниже по разрезу преобладающие по структуре алевритово-мелкозернистые, мелкозернистые и средне- и мелкозернистые пески (средневзвешенный диаметр частиц, x=0.16–0.35 мм) очень хорошо и хорошо сортированы (стандартное отклонение, σ=0.11–0.23), асимметричны (статистический коэффициент асимметрии, α=0.72–3.39) со смещением моды в сторону крупных частиц (относительно высокая динамика среды аккумуляции). Эксцесс положителен (τ=0.14–28.39) и определяет стабильные тектонические условия осадконакопления. Преобладающее значение коэффициента вариации песков (ν=0.58–0.79) свидетельствует об аквальном характере бассейна седиментации в условиях проточного неглубокого озеровидного водоема. Второй (глубина 2.1–2.8 м) и пятый (6.5–6.9 м) литологические горизонты имеют аллювиальный генезис (ν>0.8).

По палеопотамологическим данным глубины таких палеобассейнов не превышали 1.2–2.1 м. По числу Фруда водоток характеризовался равнинным (Fr=0.02–0.08) типом постоянных, хорошо разработанных русел со свободным течением воды. В фациальном отношении осадки с субгоризонтальной слоистостью отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных проточных озеровидных водоемов, а пачки с наклонной, крутонаклонной и косой текстурой – блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды.

Подножье высокого террасоувала (разрез «Елань-2») вскрыто в левом борту долины р. Еланка. При общей высоте уступа 13–14 м до глубины 9.4 м (шесть литологических горизонтов) изучены пески субгоризонтального и слабонаклонного залегания (слойки мощностью от 2–3 до 10–12 см частиц мелкой, средней, крупной и грубой размерности). Верхняя часть толщи на интервале до 3.15 м слабо карбонатизирована (пятнистое и послойное окрашивание в светло-серые тона). Сортировка алевритово-мелкозернистых песков (x=0.15–0.25 мм) – от очень хорошей до хорошей (σ=0.12–0.17), мода имеет правостороннюю асимметрию (α>1), эксцесс положительный, что является показателем устойчивого тектонического режима среды осадконакопления. Коэффициент вариации по всей толще составляет от 0.62 до 0.80, что подтверждает комплексное происхождение изучаемых отложений. Палеодинамические характеристики

определяют формирование осадков в обстановке проточного стационарного озера с глубинами 1.3–1.6 м. Палеопотокам был свойствен равнинный (Fr=0.02–0.05) тип русел с постоянным течением в благоприятных условиях состояния ложа. Глубина плесовых лощин в меженный период не превышала 0.6 м при ширине от 50 до 80 м.

Следовательно, изученная толща высокого террасового уровня имеет аквальный генезис и сформировалась как в речных условиях аккумуляции наносов (нестрежневые русловые фации), так и, главным образом, в совмещенных озерно-речных обстановках, ввиду развития тектонических подпоров в антецедентных сужениях долины р. Селенги в низовьях рек Чикой и Хилок **[1]**.

Для террасы р. Хилок видимой мощностью до 12 м в прибровочной части (устье глубокого оврага к востоку от с. Бичура, разрез «Шадай») характерно двухчленное строение. До глубины разреза в 5 м залегают лессовидные карбонатизированные песчанистые отложения массивной текстуры. Ниже на интервале 5.0–12.0 м толща выполнена чередованием алевро- и средне- и мелкозернистых песков (x=0.21–0.36 мм) субгоризонтальной текстуры (семь литологических горизонтов). На интервале 1.1–1.3 м распространен слой погребенной почвы, прослеживающийся по всему периметру стенок оврага. Толща имеет речное происхождение (ν=0.83–1.09) за исключением шестого горизонта на интервале 10.0–11.2 м комплексного генезиса (ν=0.73). Наблюдается хорошая и умеренная сортировка (σ=0.18–0.34), плюсовая асимметрия распределений, положительный эксцесс (τ>0). Палеоводоток имел равнинный тип русла (Fr=0.04–0.08). Осадки по фациально-генетической природе относятся к аллювиальным русловым грядовым пескам речной макрофации.

В подошве данной надпойменной террасы в карьере на восточной окраине с. Бичура до высоты 2.1 м от его днища залегает тонкослоистая субгоризонтальная и слабоволнистая толща коричневого цвета песчаного состава мелко- и крупнозернистой структуры с прослоями илистых темно-серых песков, алевритов и глин.

Аллювий низкой (5–8 м) террасы имеет двучленное строение. Верхней части свойствен лессовидный облик с криогенными нарушениями, нижняя толща сложена слоистыми разнозернистыми песками.

Таким образом, на основании литолого-фациального и палеопотамологического анализа установлена водная среда седиментации террасового комплекса р. Хилок: высокий террасовый уровень имеет озерно-аллювиальный генезис, а более низкие аккумулятивные террасы накапливались в речных обстановках аккумуляции. Данное обстоятельство коррелируется с характером формирования осадков в межгорных впадинах Байкальской рифтовой зоны **[2]** и позволяет говорить о единых региональных седиментационных циклах Прибайкалья и Забайкалья.

[1] *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Субаквальный седиментогенез разновысотных террасовых уровней р. Селенга в пределах Гусиноозерской впадины (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 117–119.

[2] *Kolomiets V.L.* Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International. 2008. V. 179. P. 58–63.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 133–134

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ (Sr, Nd, O) СВИДЕТЕЛЬСТВА МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (УДИНСКИЙ СЕКТОР)

Т.Ю. Комарицына[1], А.А. Воронцов[1], В.В. Ярмолюк[2]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, altapovatanua@mail.ru
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru

В последние годы был проведен большой объем работ, направленных на изучение внутриплитового континентального магматизма Западного Забайкалья, что позволило выделить Западно-Забайкальскую рифтовую область и разбить ее на несколько секторов. Было показано, что ее формирование сопровождалось развитием грабенов и многоэтапным среднеюрским – позднекайнозойским дифференцированным и базальтовым вулканизмом повышенной щелочности **[1]**.

В Удинском секторе, который включает в себя Удинскую, Еравнинскую и Зазинскую впадины **[2]**, ранняя фаза вулканической деятельности относится к средней – поздней юре (174–154 млн лет) и зафиксирована развитием трахибазальт-трахириодацитовой удинской свиты. Ее нижние горизонты отделены от поздних вулканических пачек конгломератами и группируются в полосе выходов северо-западного простирания, резко несогласной с ориентировкой впадин. Учитывая это, следует говорить о их автономном формировании, не зависимом от рифтогенных процессов. Собственно рифтовая фаза в Удинском секторе, скорее всего, реализовалась в раннем мелу (143–111 млн лет), когда грабенообразование сопровождалось преимущественно трахибальт-андезибазальт-трахиандезитовым магматизмом. В позднем мелу (83–71 млн лет) магматическая активность резко сократилась. В это время происходило образование отдельных вулканов центрального типа, сложенных трахибазальтами, щелочными пикробазальтами и меланефелинитами.

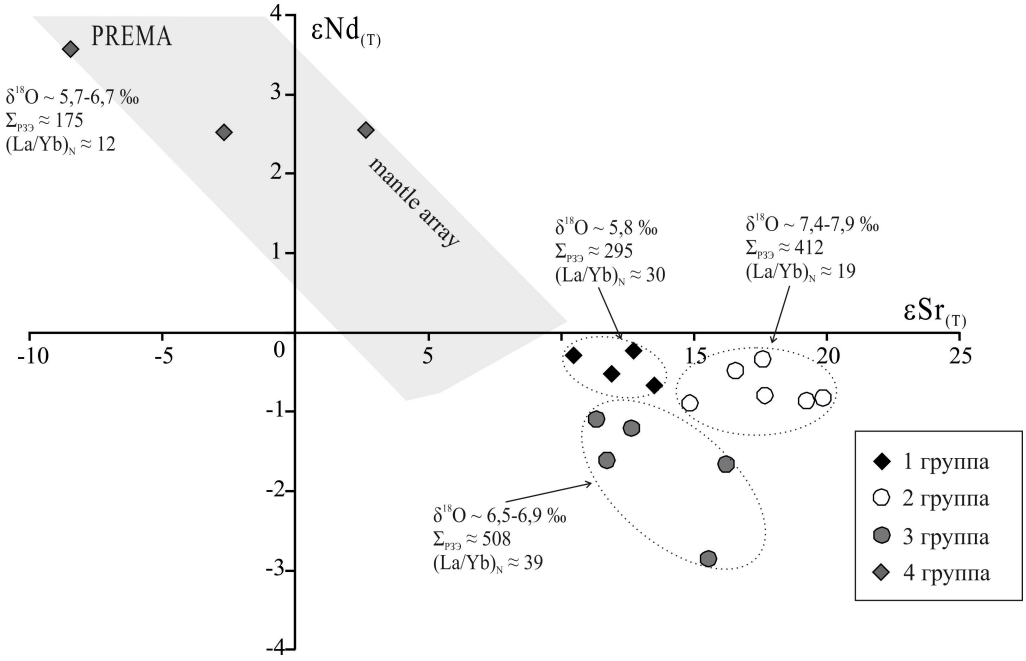
Полученные новые геохимические и изотопные характеристики базальтов и андезибазальтов Удинского сектора позволили детально рассмотреть процесс формирования вулканических пород и дать приблизительную оценку составов источников. На графике εSr–εNd (рисунок) эти источники представлены четырьмя компонентами в соответствии с группами точек составов.

Для 1-й группы (трахибазальты, средняя – поздняя юра, дорифтовая фаза, вулканические поля сосредоточены в полосе вкрест простирания впадин) характерно компактное поле точек: εSr варьируется в пределах 10.0–13.5, εNd – от –0.2 до –0.7. Среднее содержание REE=295 г/т, среднее (La/Yb)n=30, $\delta^{18}O$=5.8 ‰.

2-я группа точек (андезибазальты, ранний мел, рифтовая фаза: северная Зазинская и восточная Еравнинская впадины) смещена в сторону составов, обогащенных радиогенным стронцием (εSr варьируется в пределах 14.8–19.8), εNd – от –0.3 до –0.9. Эти составы обладают самыми высокими среди всех групп значениями $\delta^{18}O$ – от 7.4 до 7.9 ‰ и наименьшей степенью фракционирования редкоземельных элементов (среднее (La/Yb)n=19), REE=412 г/т.

3-я группа (трахибазальты и андезибазальты, ранний мел, рифтовая фаза: западная Удинская впадина) характеризует породы, которые выделяются низкими значениями εNd – от –1.1 до –2.9, пониженными значениями εSr (11.3–16.2) и $\delta^{18}O$, от (6.5 до 6.9 ‰). REE достигает 508 г/т при высокой степени их дифференциации (среднее (La/Yb)n=30).

4-я группа (трахибазальты, щелочные пикробазальты, поздний мел, одиночные вулканы центрального типа в Удинской и Еравнинской впадинах) резко отличается от всех остальных групп высокими положительными значениями εNd (от 2.5 до 3.6), низкими значениями εSr (от –8.5 до 2.6), $\delta^{18}O$ (от 5.7 до 6.7 ‰). REE 175 г/т при низкой степени их дифференциации (среднее (La/Yb)n=12).



Изотопная диаграмма εSr–εNd для вулканитов Удинского сектора.

Все разновозрастные породы основного состава в Удинском секторе обогащены несовместимыми элементами, в том числе LILE, в сравнении с OIB. Для пород средней – поздней юры и раннего мела характерна отрицательная Nb-Ta аномалия и высокие отношения LREE/HREE. В вулканитах позднего мела исчезает отрицательная аномалия Nb и Ta, породы обладают менее фракционированным распределением REE.

Из приведенных выше данных вытекают следующие выводы.

Существующая зависимость геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) характеристик позднеюрских – раннемеловых вулканитов от структурных и геологических особенностей их проявления указывает на влияние вмещающих толщ на состав базальтовых магм мантийного происхождения. Породы, сформированные из расплавов, в разной степени контаминированных коровым веществом, расположены на разных флангах сектора и связаны с разными механизмами прохождения магм сквозь литосферу. Наименее контаминированные «транзитные» магмы раннемеловой рифтовой фазы отвечают трахибазальтовым составам, характеризуются высокими содержаниями некогерентных элементов, высокой степенью дифференциации РЗЭ, умеренными значениями величин εNd, εSr и низкими $\delta^{18}O$. Наиболее контаминированные магмы рифтовой фазы соответствуют андезибазальтам с умеренными содержаниями некогерентных элементов, слабой дифференциацией РЗЭ, умеренными εNd, но высокими εSr и $\delta^{18}O$. Контаминантами для них могут быть как породы коры, так и вулканиты предшествующего среднепозднеюрского этапа, не связанного с процессами рифтогенеза. Позднемеловые расплавы формировались из источников умеренно-деплетированной мантии с характеристиками OIB.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-0018, Интеграционного проекта СО РАН II. 2П/IX. 124-3 и Научной школы «Химическая геодинамика» НШ 9638.2016.5.

[1] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.

[2] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю.* Позднемезозойский–раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 920–946.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 135–137

НОВЫЕ ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ КИМБЕРЛИТАМ И БАЗИТАМ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

К.М. Константинов[1, 2], М.З. Хузин[2], И.К. Константинов[2], А.А. Яковлев[1], Е.В. Артемова[2]

[1] Мирный, Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), KonstantinovKM@.alrosa.ru

[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

С целью повышения качества геодинамических реконструкций Сибирской платформы необходимо провести ревизию старых палеомагнитных материалов по среднему палеозою **[1, 2]** и дополнить их данными по новым объектам. К последним относятся базальтовые покровы аппаинской и эмяксинской свит (реки Вилюй и Мархa), дайки и силлы долеритов Вилюйско-Мархинской зоны разломов (трубка Мир, реки Мархa, Линдэ), а также кимберлиты Малоботуобинского (трубки Интернациональная и Мир), Далдыно-Алакитского (трубки Айхал,

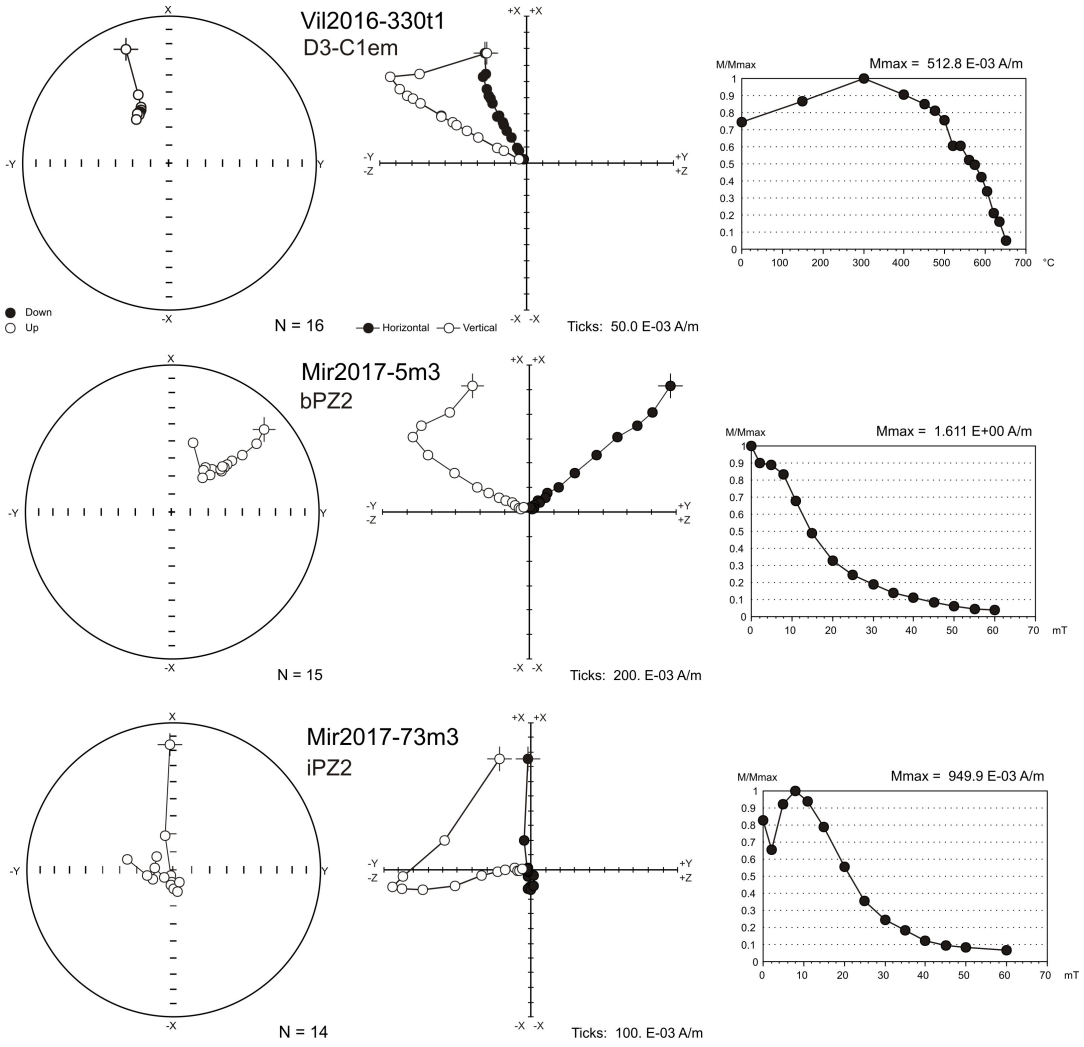


Рис. 1. Результаты размагничивания среднепалеозойских базитов и кимберлитов ЯАП.

Дальняя, Зарница, Краснопресненская, Комсомольская и Юбилейная) и Верхнемунского (трубки Заполярная, Деймос и Поисковая) районов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). Для этого частично были использованы архивные (1979–1988 гг.) коллекции А.Н. Житкова, Д.И. Саврасова и др., а также проведен дополнительный отбор ориентированных образцов из естественных обнажений и горных выработок (шахты, карьеры).

Результаты ревизионных петро- и палеомагнитных исследований представлены на рис. 1. В целом выводы, полученные ранее по палеомагнетизму вышеперечисленных объектов **[1, 3, 4]**, подтверждаются. К ним относятся характеристическая естественная остаточная намагниченность (ЕОН) кимберлитов трубок Интернациональная и Мир метахронной природы, сформировавшаяся, по-видимому, за счет внедрения базитов кузьмовского комплекса Тунгусской синеклизы в раннем триасе. Эта же компонента иногда проявляется в кимберлитах трубок Комсомольская и Зарница. По другим кимберлитовым трубкам природа характеристической ЕОН интерпретируется как первичная. Доказательства первичной природы ЕОН кимберлитов основываются на тестах обжига и ксенолитов. Палеомагнитное датирование кимберлитовых трубок с первичной ЕОН, выполненное по **[5]**, устанавливает возраст около 360 млн лет (поздний девон – ранний карбон).

Однако есть объекты, палеомагнитная интерпретация по которым была частично пересмотрена. Прежде всего это касается базальтов аппаинской и эмяксинской свит р. Вилюй, которые в **[1]** рассматривались в качестве силлов. Практически 80 % из новых изученных объектов оказались непригодными для палеомагнитных исследований. У этих образований анизотропия магнитной восприимчивости не относится к «осадочному» типу **[6]**, а собственно базальты намагничены положительно, что может быть связано с процессами перемагничивания современным магнитным полем в результате низкотемпературного окисления титаномагнетитов **[2]**. Возможно, на этом участке базальты аппаинской свиты испытали какие-то термодинамические процессы, что сказалось на омоложении их абсолютного возраста **[7]**. Надежный палеомагнитный результат удалось получить только по базальтам эмяксинской свиты в районе п. Крестях. На этом участке базальты характеризуются анизотропией магнитной восприимчивости «осадочного» типа, что говорит об отсутствии эпигенетических изменений, и имеют крутые отрицательные векторы характеристической ЕОН, кучность которых при введении незначительной тектонической поправки (древняя система координат) увеличивается.

Полученные палеомагнитные данные позволяют уточнить характер движения Сибирской платформы в период с 420 до 325 млн лет (рис. 2). В течение этого периода, продолжитель-

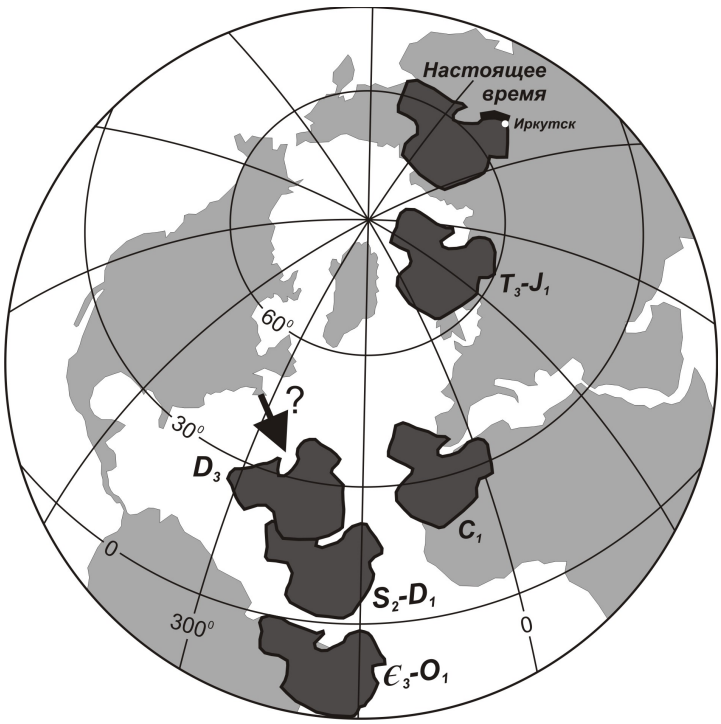


Рис. 2. Палеомагнитные реконструкции Сибирской платформы в раннем – среднем палеозое. Стрелкой обозначен гипотетический микроконтинент.

ностью примерно 95 млн лет, дрейф Сибирской платформы не был однонаправленным и равномерным. Причиной тому мог служить гипотетический микроконтинент, изменивший дрейф Сибири с широтного на меридиональный в конце девона – начале карбона. Общий путь, пройденный платформой в девоне, можно разбить на два самостоятельных отрезка. Первый охватывает поздний силур – фран включительно (420–375 млн лет) и характеризуется широтным движением (с 11 до 25° с.ш.) с небольшим северо-западным смещением и разворотом против часовой стрелки (≈ на 25°). Примерная длина пройденного за 45 млн лет отрезка составила 2000 км, а средняя скорость дрейфа – около 4.4 см/год. Второй отрезок охватывает конец позднего девона – ранний карбон (375–325 млн лет) и характеризуется меридиональным дрейфом Сибирской платформы на восток с небольшим смещением по широте с 25° до 31° с.ш. и вращением по часовой стрелке на угол около 30°. Примерная длина пройденного за 50 млн лет отрезка составила 3350 км, что соответствует средней скорости дрейфа Сибирской платформы около 6.7 см/год. Возможно, относительно ускоренное движение Сибирской платформы в конце позднего девона явилось следствием активизации глубинных тектономагматических процессов, которые привели к широкомасштабному магмообразованию, в том числе и кимберлитообразованию. Одновременно происходила деструкция платформы, раскрытие Вилюйского палеорифта и формирование генеральных структур Байкальской складчатой области.

[1] *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. P. 1–33.

[2] *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: Материалы семинара (Борок, 27–30 октября 2011 г.). М.: ГЕОС, 2011. С. 146–151.

[3] *Константинов К.М., Томшин М.Д., Ибрагимов Ш.З., Хузин М.З., Константинов И.К., Яковлев А.А., Артемова Е.В.* Петро- и палеомагнитные исследования базальтов аппаинской свиты верхнего девона (Западная Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 4. С. 593–623. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0224.

[4] *Константинов К.М., Яковлев А.А., Антонова Т.А., Константинов И.К., Ибрагимов Ш.З., Артемова Е.В.* Петро- и палеомагнитные характеристики структурно-вещественных комплексов месторождения алмазов трубка Нюрбинская (Среднемархинский район, Западная Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 1. С. 135–169. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0235.

[5] *Hnatyshin D., Kravchinsky V.A.* Paleomagnetic dating: Methods, MATLAB software, example // Tectonophysics. 2014. V. 630. P. 103–112.

[6] *Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

[7] *Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V.* New $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K-Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): Further exidence for a relationship with the Frasnian-Famennian mass extinction // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology. 2013. V. 386. P. 531–540.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 138–141

ОТ ЗАДУГОВОГО БАССЕЙНА К БОДАЙБИНСКОМУ ОРОКЛИНУ

А.Т. Корольков

Иркутск, Иркутский государственный университет, baley51@mail.ru

Проблемы геодинамического развития Бодайбинского района рассматривались в ряде работ **[1, 3–7, 10, 11, 15, 16]**. Рифейские и вендские турбидитовые осадочные комплексы имеют здесь суммарную мощность более 10 км, сформировались в условиях подножия континентального склона задугового бассейна и последующей аккреции Баргузинского микроконтинента к Сибирскому палеоконтиненту. При этом зона субдукции в процессе аккреции имела наклон под Баргузинский микроконтинент, что подтверждается широким развитием гранитоидов и фрагментов островных дуг в пределах последнего. Подобную ориентировку зон субдукции под островные дуги можно наблюдать в Японском, Южно-Китайском и других современных задуговых бассейнах **[8]**. Покровно-складчатые структуры Бодайбинского района развивались на пассивной окраине, т.е. на субконтинентальной земной коре. Время формирования главных складчато-покровных структур Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса следует считать послесреднепалеозойским (позднекаледонским).

В районе выделено два главных промышленных типа коренного золотого оруденения **[3, 6]**. Первый тип – кварцево-жильный, развит в контурах Артемовского рудного узла. Второй тип – прожилково-вкрапленный, наиболее характерен для Кропоткинского рудного узла, ему соответствуют рудные зоны известного Сухоложского месторождения, самого богатого для Бодайбинского района. Ведущими контролирующими структурами для этого типа являются линейные антиклинали, ядерные части и крылья которых интенсивно дислоцированы. Характерные для складок продольные дислокации – «вязкие» разломы. Они сформировались в пластичной среде в позднескладчатый этап. Изгибы осей и шарниров антиклиналей благоприятны для отложения рудных минералов. Литологический контроль выражается в приуроченности наиболее богатого оруденения к горизонтам тонкого ритмичного переслаивания углеродистых сланцев и алевролитов верхнерифейского возраста.

Сухоложско-Бужуиктинская антиклиналь запрокинута на юг, ее осевая поверхность характеризуется углами падения 30–40°, северное (нормальное) крыло – 15–30°, южное (запрокинутое) – 30–50°. Ось антиклинали плавно изгибается и меняет простирание от субширотного до северо-западного, шарнир погружается на запад под углами 5–15°. В запрокинутом крыле мощность пород намного сокращена, здесь ориентировка слоистости и кливажа практически совпадает. Продуктивные «углистые» сланцы зоны сочленения Кадали-Сухоложского разлома и Сухоложско-Бужуиктинской антиклинали имеют строгий литолого-стратиграфический контроль, располагаясь в определенных горизонтах черносланцевых толщ, но сами не являются стратифицированными образованиями **[14]**. Они представляют собой продукт тектонометасоматической переработки (пелитоиды) первично-осадочных углеродистых и углеродсодержащих терригенных и карбонатно-терригенных пород, о чем свидетельствует поведение рудных и петрогенных компонентов: кислотное и углекислотное выщелачивание и изменения в содержании кальция, железа, магния. Концентрация рудных компонентов происходит в сопряженных зонах осаждения («бурошпатизации» и сульфидизации). Прожилковая минерализация представлена кварцевыми, пирит-кварцевыми, кварц-пиритовыми, пиритовыми прожилками нескольких генераций, вкрапленная минерализация – рассеянными в породе обособлениями пиритового, кварц-пиритового и бурошпатового состава. Золото выделялось в одну из заключительных стадий минералообразования и концентрировалось в кварц-пиритовых прожилках, гнездах и линзах, поэтому рудные тела сосредоточены в наиболее минерализованной части зоны вязкого разлома. В рудных телах Сухоложского месторождения обнаружена платина **[2, 13]**, а изотопно-геохимические исследования указывают на мантийные и коровые источники рудообразования, платиновая минерализация предшествовала отложению золота. Согласно **[3, 6]**,

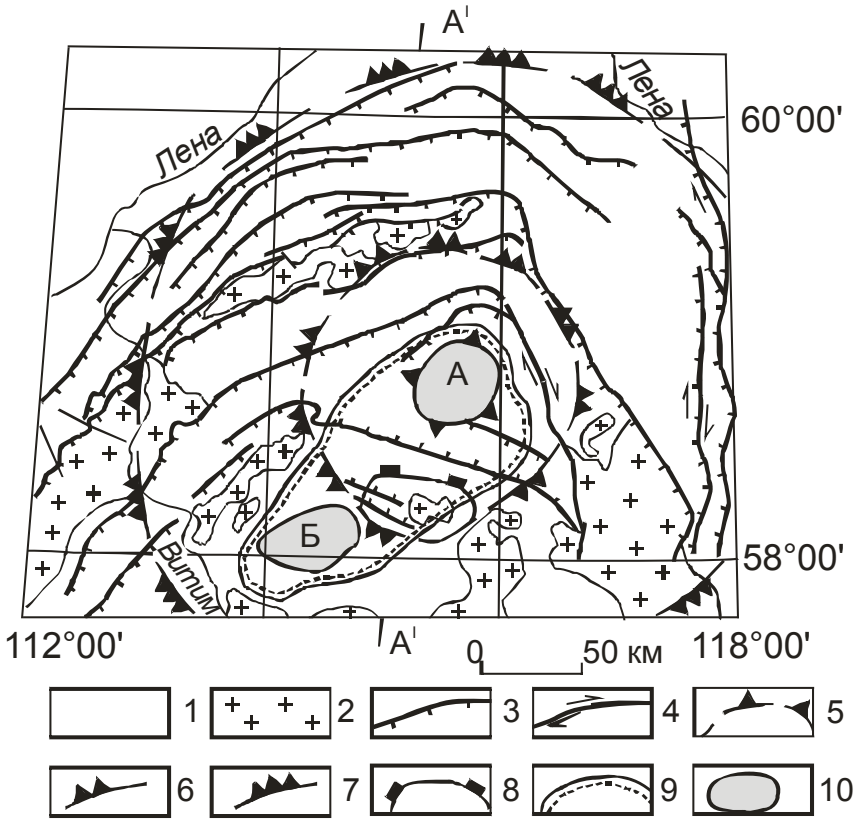


Рис. 1. Структурная схема Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. *1* – рифей-раннепалеозойские осадочные и метаморфические породы; *2* – рифей-палеозойские гранитоиды; *3* – взбросовые и надвиговые структуры; *4* – зоны сдвиговых разломов; *5–7* – валообразные поднятия купола Пионер: *5* – 20 км от центра, *6* – 65–70 км от центра, *7* – 150–190 км от центра (примерная геоморфологическая граница купола Пионер); *8* – Кропоткинская купольная структура; *9* – условная граница Бодайбинского золоторудного района; *10* – условные границы золоторудных узлов: А – Кропоткинского, Б – Артемовского.

большая часть оруденения сформировалась в раннем–среднем палеозое, а в позднем палеозое произошло его преобразование и обогащение. Как показано выше, очевидна связь золотого оруденения с этапом линейного складкообразования. Н.П. Лаверов и др. **[13]** предполагают, что турбидиты Бодайбинского района перекрывают офиолитовые базит-гипербазитовые и островодужные габбро-гранитные комплексы – вероятные источники платины и золота.

При коллизионных процессах происходит почти двойное утолщение земной коры. В рельефе это выражается интенсивным поднятием, что характерно для каледонского Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (рис. 1).

А.С. Барышев и др. в 1982 г. в центральной части Байкало-Патомского нагорья по геофизическим (в основном гравитационным) и геоморфологическим материалам выделили гигантское сводовое поднятие – купол Пионер с диаметром в 300 км по геоморфологической границе. В его пределах проявляется радиально-кольцевая система геоморфологических элементов, включающая в себя долины крупных рек Жуя, Большой Патом, Витим, Лена. Центр купола Пионер оконтуривается дуговыми отрезками долин рек Хомолхо и Малый Чепикет, имеет координаты 58° 53′ с.ш. и 115° 47′ в.д. с отметкой в 1000 м над уровнем моря и окружен тремя валообразными поднятиями. Его воздымание произошло при формировании главных складчато-надвиговых структур Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Нами выделена локальная Кропоткинская сводово-купольная структура **[12]** на южной периферии купола Пионер, имеющая важное значение для Бодайбинского золоторудного района. Никто из исследователей ранее не обращал должного внимания на покровно-складчатые структуры с противоположной (дивергентной) ориентировкой сместителей в пределах Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Высокая степень изученности складчато-разрывных дислокаций позволяет сравнить его структурные рисунки с наиболее характерными для кайнозойского Альпийско-

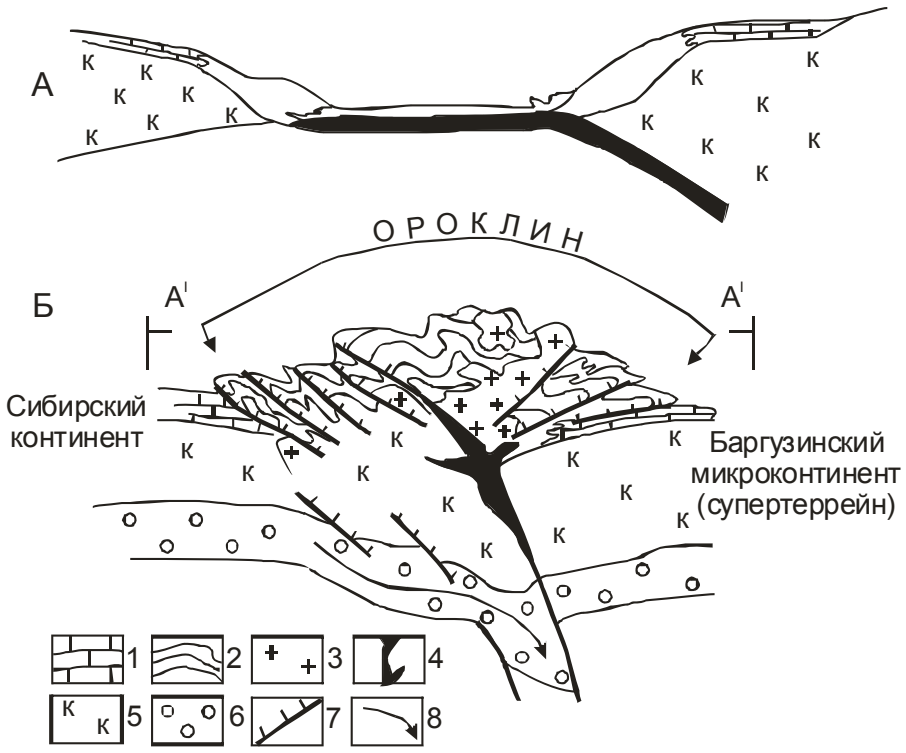


Рис. 2. Модель Бодайбинского поддвигового ороклина (в разрезе). *1* – преимущественно шельфовые нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения платформенного чехла; *2* – преимущественно турбидитовые осадки подножия континентального склона верхнерифейско-вендского возраста; *3* – рифейские и раннепалеозойские гранитоиды; *4* – офиолиты; *5* – земная кора континентального типа; *6* – астеносфера; *7* – складчато-надвиговые и покровные структуры; *8* – направление погружения блоков. *А* – предполагаемая ориентировка глубокофокальной зоны при закрытии океана в рифее. *Б* – складчато-надвиговые структуры Бодайбинского ороклина позднего рифея – раннего палеозоя. Условные границы разреза $А^1$ – $А^1$ показаны на рис. 1.

Гималайского коллизионного пояса **[9]**. Для Байкало-Патомского нагорья, судя по развитым здесь складчато-надвиговым структурам, характерно развитие типичного поддвигового ороклина. Такая геодинамическая модель, как нам кажется, хорошо объясняет дивергентный характер надвигово-складчатых дислокаций, наблюдаемую структуру «пальмового дерева» (рис. 2).

Если принять модель развития поддвигового ороклина для Байкало-Патомского региона, то можно сделать вывод, что купол Пионер возник в зоне максимального скучивания осадочных толщ пассивной континентальной окраины, в центральной части структуры «пальмового дерева», после почти полного разрушения пород океанической коры. Дугообразные валообразные поднятия, окружающие центр купола Пионер и насыщенные гранитоидами, – зоны наиболее интенсивных краевых складчато-надвиговых разломов структуры «пальмового дерева» с широкими дислокационно-метасоматическими проявлениями – затрагивают весь Бодайбинский золотоносный район. Наиболее масштабное оруденение характерно для месторождений сухоложского типа (Голец Высочайший, Верный, Невский, Угахан, Мараканское и других), которые приурочены к складчато-надвиговым структурам с наклоном сместителей разломов к северу.

[1] *Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 230–240.

[2] *Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коваленкер В.А., Мохов А.В., Семейкина Л.К., Юдовская М.А.* Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467–484.

[3] *Докембрий Патомского нагорья* / Ред. В.Д. Мац. М.: Недра, 1995. 352 с.

[4] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.

[5] *Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.* Механизм развития системы островная дуга – задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 3. С. 209–226.

[6] *Иванов А.И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. 215 с.

[7] *Иванов А.И., Рязанов Г.В.* Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. Новосибирск: Наука. СО, 1992. 88 с.

[8] *Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.

[9] *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Труды ГИН РАН; выпуск 506).

[10] *Корольков А.Т., Коваленко С.Н.* Бодайбинский ороклин // Вестник Иркутского регионального отделения Академии наук высшей школы России. 2005. № 1 (6). С. 47–55.

[11] *Корольков А.Т.* Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. 251 с.

[12] *Корольков А.Т.* Закономерности формирования Ундинской купольной структуры и ее рудоносность (Восточное Забайкалье): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. 17 с.

[13] *Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л. и др.* Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения Сухой Лог // ДАН. 1997. Т. 335, № 5. С. 664–668.

[14] *Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Коваленко С.Н.* О генезисе продуктивных «углистых» сланцев Ленского золотоносного района // ДАН. 2004. Т. 394, № 3. С. 245–249.

[15] *Страхова Т.М.* К проблеме образования Байкальской складчатой области // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. С. 307–329.

[16] *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха* (*Якутия*) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 142–144

НЕОДНОРОДНОСТЬ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД СЕВЕРНЫМИ ПОЛЯМИ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

С.И. Костровицкий

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

Неоднородность литосферной мантии под платформами, и в частности под Сибирским кратоном, – общепризнанный факт, установленный многими исследователями **[1–3]**. Само деление Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) на южную алмазоносную, в которой сосредоточены все коренные месторождения алмазов, и северную с убогой алмазоносностью является наиболее известным показателем неоднородности мантии. О неоднородности мантии исследователи обычно судят на основе изучения состава мантийных ксенолитов и отдельных минералов-спутников из тяжелой фракции кимберлитов. Критерием неоднородности литосферы может служить соотношение разных мантийных парагенезисов пород, участвующих в ее строении.

Основой данного сообщения являются результаты изучения состава гранатов из тяжелой фракции кимберлитов, собранных автором в процессе проведения минералогической паспортизации кимберлитовых трубок северных полей Якутской провинции (Чомурдахского, Огонер-Юряхского, Западно-Укукитского, Куойкского, Молодинского, Толуопского полей Прианабарья). В Чомурдахском поле изучен состав из трубок Чомур, Светлая, Снежная, Дружба, Алла, Ильменитовая (Уральская), Олимп, дайки Перевальная. В Огонер-Юряхском поле изучен состав гранатов из трубок Василеостровская, Балтийская и Аэрогеологическая. В тяжелой фракции кимберлитов этих трубок доминирует пикроильменит, зерна граната составляют примерно сотую долю от общего числа зерен пикроильменита. Максимальное количество граната из тяжелой фракции кимберлитов разных трубок принадлежит пироксенито-вебстеритовому и эклогитовому парагенезисам. Гранаты алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса отсутствуют или обнаруживаются в единичных случаях.

Важным показателем неоднородности мантии служит содержание TiO_2 в гранатах. В подавляющем большинстве кимберлитовых трубок как в северных, так и в южных алмазоносных полях Якутской провинции доминирует низко-Ti гранат (TiO_2<0.2 %), который соответствует представлению о преимущественно высоко-Mg и соответственно низко-Ti субстрате литосферной мантии.

Особенностью состава гранатов из подавляющего числа изученных трубок Чомурдахского и Огонер-Юряхского полей (исключение – трубка Уральская) является высокий процент (50–100 %) высоко-Ti (>0.2 % TiO_2) гранатов от всех гранатов из тяжелой фракции кимберлитов (рис. 1). Столь высокое содержание Ti-содержащих гранатов в кимберлитах ни северных, ни южных алмазоносных полей Якутской провинции практически не встречается. Обычно содержание высоко-Ti гранатов в трубках не превышает 10–20 %. Существование отдельных блоков литосферной мантии, обогащенных титаном, отражает глубокие метасоматические преобразования литосферной мантии на севере Якутской кимберлитовой провинции.

Повышенное содержание Ti в породах является характерной особенностью состава значительной части как кимберлитовых, так и базальтовых пород, получивших развитие на северной окраине Сибирской платформы. Взаимосвязаны ли процессы обогащения титаном отдельных блоков литосферной мантии, кимберлитовых и других вулканических пород, пространственно приуроченных к этим блокам, – вопрос, нуждающийся в дополнительных исследованиях.

Локальная неоднородность литосферной мантии нами изучена на примере Куойкского поля. Исследованиями было охвачено более 20 трубок. При обобщении полученных данных по составам граната Куойкское поле было разделено на несколько участков, содержащих 2–3 куста трубок. Оказалось, что графики Cr_2O_3-CaO для ряда участков характеризуются определенной

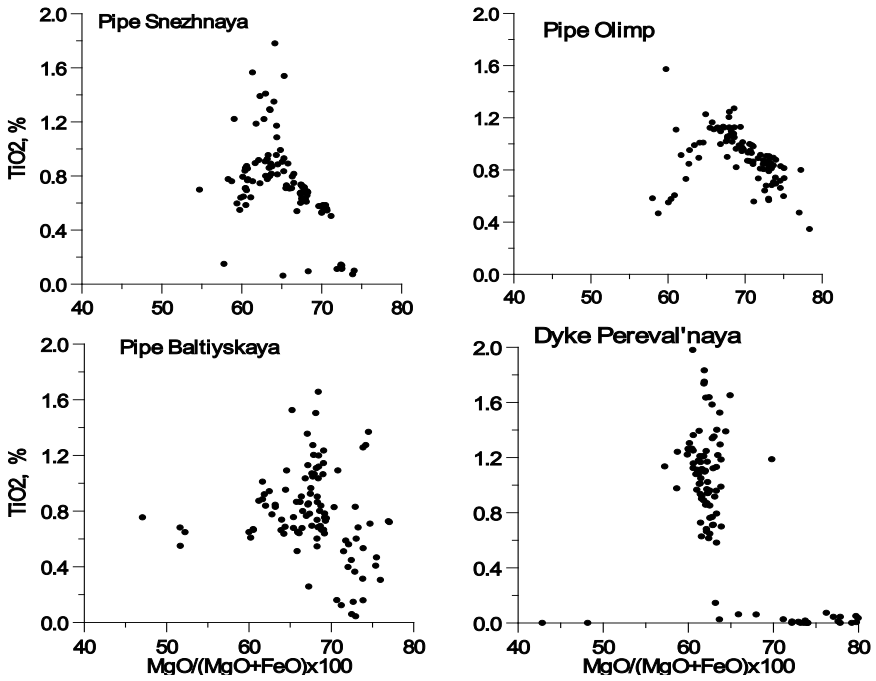


Рис. 1. Распределение состава Ilm из трубок Чомурдахского и Огонер-Юряхского полей.

индивидуальностью, что позволило говорить о существовании локальной неоднородности литосферной мантии под этим полем. На графиках Cr_2O_3-CaO (рис. 2) фиксируется наличие двух разных направлений трендов состава: 1) лерцолит-верлитовое – достаточно крутое, упирающееся в границу с верлитовым парагенезисом и пересекающее ее (аномальный тренд по Тычкову **[2]**) и 2) стандартное лерцолитовое, полностью попадающее в границы лерцолитового парагенезиса. Судя по графикам, в Куойкском поле доминируют трубки, в которых составы граната характеризуются типичным лерцолитовым направлением тренда. Из 22 изученных трубок

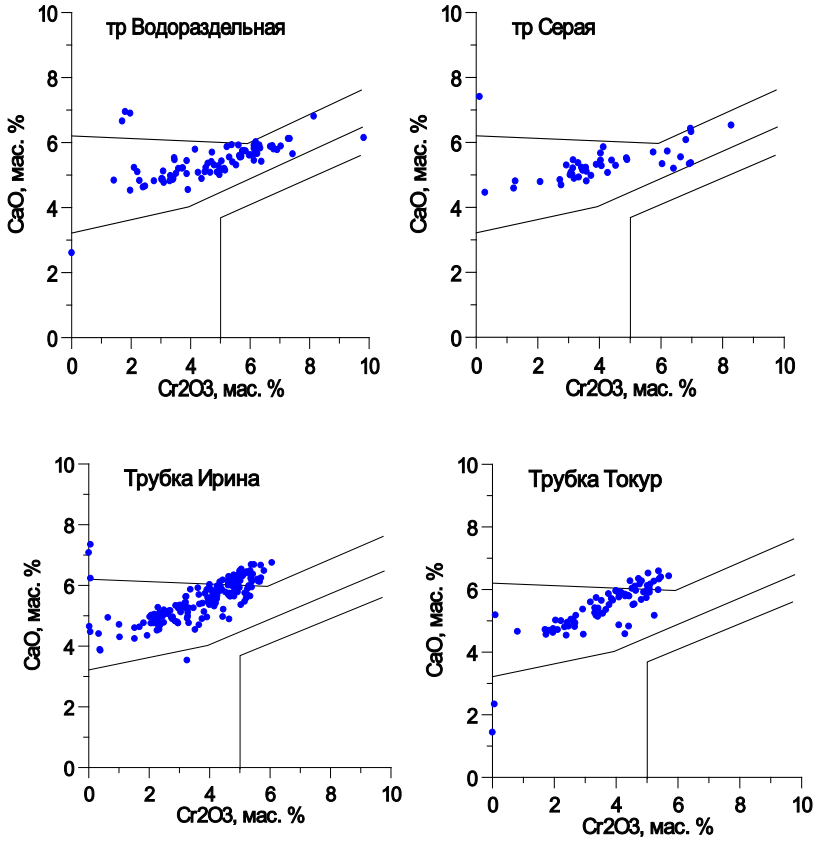


Рис. 2. Графики Cr_2O_3-CaO для граната из трубок Куойкского поля.

четкое лерцолит-верлитовое «аномальное» направление составов граната установлено только в пространственно сближенных трех трубках из северо-восточной группы (в трубках Муза, Токур и Ирина) и менее четкое – в четырех трубках восточной группы (в кимберлитовых телах Жила 87/2, Жила 79, Дьянга, Радужная). Остальные трубки Куойкского поля содержат гранаты с классическим, характерным для трубок Якутской провинции лерцолитовым трендом (рис. 2 для трубок Водораздельная и Серая).

Максимальный процент (>50 %) высоко-Cr группы гранатов (Cr_2O_3>5 %) обнаружен в трубках Вечерняя и Водораздельная. Алмазоносный дунит-гарцбургитовый парагенезис в большинстве трубок Куойкского поля отсутствует. Исключением являются четыре трубки из северо-восточной группы – Муза, Токур, Ирина, Вечерняя, а также два кимберлитовых тела из восточной группы – трубка Дьянга и Жила 79. Таким образом, восточная зона Куойкского поля, в которую входят несколько кустов трубок, является аномальной по наличию гранатов, которые характеризуются не только повышенным содержанием Cr_2O_3, но и трендом «аномального» лерцолит-верлитового направления. Предполагается более высокая перспективность в отношении алмазоносности данной зоны.

По Н.С. Тычкову и другим **[2]**, происхождение аномального тренда в гранатах связано с метасоматическим воздействием пермотриасового траппового магматизма на литосферную мантию. Если сравнить тренды состава Grt мезозойских полей (Куойкского и Молодинского) с рядом расположенными палеозойскими полями (Чомурдахским, Западно-Укукитским, Огонер-Юряхским и Толуопским), то с этим выводом можно согласиться. Но как при этом объяснить факт высокой хромистости гранатов и даже наличия гранатов с кнорингитовым алмазоносным миналом для трубок с аномальным трендом? Не исключено, что мы имеем дело с первичной неоднородностью литосферной мантии, которая сохранилась с момента ее становления в раннем протерозое до настоящего времени.

[1] *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.

[2] *Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В.* Особенности состава и происхождение пиропов аномального состава из лерцолитов (свидетельства эволюции литосферной мантии Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 302–318.

[3] *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.* The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 145–146

ИСТОЧНИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА ОЛЬХОН (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА): РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (LA-ISP-MS) ИССЛЕДОВАНИЙ

А.Б. Котов[1], В.П. Ковач[1], Т.М. Сковитина[2], Д.В. Лопатин[3], Т.В. Донская[2], Е.В. Скляров[2], Ю.В. Плоткина[1], Е.В. Толмачева[1], Б.М. Гороховский[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit@crust.irk.ru
[3] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, lopatin12@yandex.ru

Проблема происхождения песчаных отложений кайнозойских впадин Байкальской рифтовой зоны обсуждается уже более 150 лет и до сих пор остается дискуссионной **[1]**. Остаются открытыми вопросы о механизмах и путях переноса песчаных частиц от коренных источников в бассейны седиментации, о ведущих экзодинамических процессах переноса рыхлого материала и, наконец, о средах и палеогеографических условиях накопления этих осадков. Во многом это обусловлено тем, что информация об источниках и областях их сноса имеет фрагментарный характер.

Для того чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел, выполнены U–Th–Pb геохронологические (LA-ISP-MS) исследования детритовых цирконов из кайнозойских песков северо-западного побережья о. Ольхон (Сарайская бухта), который представляет собой надводную часть Ольхонской междувпадинной перемычки, диагонально разделяющей озеро Байкал на два крупных эшелонированных сегмента – Южно- и Северо-Байкальскую впадины. На северо-западном (маломорском) побережье острова пески слагают террасовидные поверхности, полого поднимающиеся на вышележащие склоны. В береговой полосе они нередко переработаны дефляцией и образуют дюны высотой до 15–30 м и длиной до 100–300 м.

U-Th-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования цирконов выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) с помощью ICP масс-спектрометра ELEMENT XR, оснащенного системой лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo. Для геохронологических исследований случайным образом было отобрано 101 зерно циркона из размерной фракции более 85 мкм. Они представлены хорошо ограненными кристаллами и их обломками, которые, как правило, практически не окатанны. Большинство кристаллов циркона характеризуется отчетливо выраженной тонкой и грубой осцилляторной зональностью, характерной для цирконов магматического генезиса. В них обнаружены частично и полностью раскристаллизованные расплавные включения, которые иногда декрепитированны. Реже встречаются округлые зерна циркона с секториальной зональностью и флюидными включениями, что типично для цирконов метаморфического происхождения.

В общей сложности изучены 97 зерен циркона, для которых получены 130 оценок возраста, в том числе 98 конкордантных (D≤5 %) и 13 субконкордантных (D=5–10 %). Конкордантные оценки возраста цирконов находятся преимущественно в интервалах 286–310 и 450–495 млн лет. Некоторые зерна циркона имеют неопротерозойский конкордантный возраст (599–794 млн лет). Следует отметить, что в первой группе (286–310 млн лет) присутствуют только магматические цирконы, тогда как во вторую группу (450–495 млн лет) попадают цирконы как метаморфического, так и магматического происхождения.

Таким образом, в эоловых песчаных отложениях Сарайской бухты о. Ольхон преобладают раннепалеозойские (450–495 млн лет) магматические и метаморфические цирконы, а также позднекарбоновые – раннепермские (286–310 млн лет) цирконы магматического происхождения. Учитывая геохронологические данные, полученные к настоящему времени для магматических и метаморфических комплексов о. Ольхон, Приольхонья и восточного побережья озера Байкал **[2–4]**, в качестве главных источников детритовых цирконов раннепалеозойского возрас-

та следует рассматривать магматические и метаморфические породы Ольхонского террейна, а в качестве источника позднекарбоновых – раннепермских цирконов – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. При этом перенос последних осуществлялся на расстояние не менее 150 км. Однако установить, каким образом осуществлялся транспорт цирконов (размерная фракция >85 мкм) на такое расстояние, пока еще не представляется возможным.

[1] *Лопатин Д.В., Томилов Б.В.* Возраст Байкала // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2004. № 1. С. 58–68.

[2] *Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // ДАН. 2012. Т. 444, № 2. С. 184–189.

[3] *Donskaya T.V., Glakochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late paleozoic-mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.

[4] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J.* Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 147–148

ВОРОГОВСКАЯ СЕРИЯ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Б.Б. Кочнев[1, 2], А.Б. Кузнецов[3], Б.Г. Покровский[4], Д.Р. Ситкина[3], З.Б. Смирнова[3]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, KochnevBB@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[4] Москва, Геологический институт РАН

Возраст и структурное положение вороговской серии северо-запада Енисейского кряжа являются предметом оживленной дискуссии. Терригенно-карбонатные отложения серии суммарной мощностью до 4 км существенно отличны по составу и условиям формирования от других осадочных толщ позднедокембрийских прогибов юго-запада Сибирской платформы. Возраст вороговской серии на основании изотопно-геохимических, структурных данных и изучения обломочных цирконов оценивается в диапазоне от верхнего рифея (криогения) до кембрия **[3, 6, 9]**. Согласно первым Sr-хемостратиграфическим данным, возраст карбонатных пород серии предполагался как «не древнее позднего венда» **[6]**, что согласуется с возрастом подстилающих вулканогенно-осадочных толщ – 680–630 млн лет **[8]**. Верхний возрастной предел серии определялся находками мелкораковинных остатков в несогласно перекрывающей лебяжинской свите, известных в кровле венда и в кембрии **[1]**. Нами, наряду с хемостратиграфическими данными, получены первые прямые определения возраста, позволяющие сузить этот диапазон.

Геохимически изучено 70 образцов карбонатных осадочных пород из верхней части североречненской, из верхней части мутнинской и из сухореченской свиты вороговской серии. За небольшим исключением, все породы представлены известняками (Mg/Ca<0.02); содержание нерастворимой примеси неравномерное и составляет от 2 до 20 % за счет зерен кварца и обломков пород, тогда как глинистые минералы присутствуют в незначительном количестве. Породы, кроме доломитистых разностей, имеют высокие (600–3400 мкг/г) содержания Sr. Концентрация Fe в карбонатной фракции колеблется от 158 до 9920 мкг/г, содержания Mn составляют 77–780 мкг/г, содержания Rb не превышают 1 мкг/г. Значения $\delta^{13}C$ в североречненской и мутнинской свитах меняются от –1 до +1 ‰ и в целом близки к нулевым, в сухореченской свите повышаясь до +1…+2 ‰ V-PDB. Значения $\delta^{18}O$ лежат в диапазоне –3.8…–10.1 ‰ V-PDB и для большинства образцов составляют –5…–6 ‰, указывая на несущественные постседиментационные изменения карбонатов. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в 30 образцах, распределенных по всему разрезу, весьма выдержанно и составляет 0.70816–0.70826, что, судя по геохимическим критериям (Mn/Sr<0.2; Fe/Sr<2) **[2]**, отражает состав морской воды палеобассейна.

Изучение U-Pb систематики известняков проведено в восьми наименее измененных образцах из североречненской свиты и в девяти образцах из сухореченской свиты. Содержание U в образцах составляет 0.19–0.21 мкг/г, концентрации Pb лежат в интервале 0.7–2.0 мкг/г. Рассчитанное значение возраста для известняков североречненской свиты равно 580±40 млн лет, а для сухореченской свиты – 565±90 млн лет.

Полученный возраст обеих свит даже в рамках погрешности практически исключает принадлежность вороговской серии к криогению (635–720 млн лет), а с учетом находок раковинных остатков в перекрывающих отложениях – и к кембрию в объеме как российской, так и международной хронологической шкалы. Уточнить положение вороговской серии внутри венда и эдиакария можно на основании Sr и C изотопно-геохимических данных. Так, в изученных разрезах отсутствуют сколько-либо значимые позитивные либо негативные экскурсы $\delta^{13}C$, характерные для большей части эдиакария. Околонулевые или слабоположительные интервалы сводной кривой $\delta^{13}C$ наблюдаются в интервалах около 600, 570–580 и 550–560 млн лет назад,

при этом их протяженность составляет не более 5–10 млн лет **[7]**. Однако отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ около 0.7081–0.7082 в морских карбонатных осадочных породах наблюдается в эдиакарских (вендских) отложениях моложе 580 млн лет **[2]**.

Между тремя свитами вороговской серии наблюдаются только постепенные переходы. Кроме того, в вороговской серии широко развиты оползневые текстуры, обилие как карбонатного, так и силикокластического обломочного материала и флишевая ритмичность. Эти признаки, наблюдаемые на различных стратиграфических уровнях серии, указывают на высокие скорости прогибания и седиментации в палеобассейне. Таким образом, вся вороговская серия, скорее всего, сформировалась в позднем венде в интервале 550–580 млн лет и за весьма короткий промежуток времени, не превышающий 10 млн лет.

Такой вывод о возрасте в сочетании с другими новыми геологическими данными приводит к пересмотру представлений о корреляции вороговской серии с другими осадочными последовательностями в смежных структурах. Так, исключается корреляция с чингасанской и нижней частью чапской серии Тейско-Чапского прогиба, имеющих более древний, позднерифейско-ранневендский, возраст **[4, 5]**. На юге Енисейского кряжа и в Присаянье аналогами вороговской серии могут быть, соответственно, лишь самые верхние части тасеевской и оселковой серий, отвечающие этапу низкого стояния уровня моря и проградации континентальных фаций в сторону платформы, но не более низкие их горизонты, имеющие резко отличные изотопно-геохимические характеристики. Таким образом, поздневендский вороговский осадочный бассейн генетически резко отличается от ныне соседствующих с ним перикратонных прогибов близкого возраста и, вероятно, был аккретирован к окраине Сибирской платформы в середине – конце позднего венда.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00418, 16-05-00487) и РНФ (проект № 17-17-01241).

[1] *Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 5. С. 28–41.

[2] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохом И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 6. С. 3–25.

[3] *Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Ветрова Н.И., Прошенкин А.И., Прияткина Н.А., Бродникова Е.А.* Вендские отложения западной окраины Сибирской платформы (вороговская серия, Енисейский кряж) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 184–186.

[4] *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.

[5] *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.

[6] *Постников А.А., Терлеев А.А., Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Ножкин А.Д., Станевич А.М.* Вороговская серия Енисейского кряжа (новые геологические и изотопно-геохимические данные) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 53–55.

[7] *Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M.* Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research. 2010. V. 182. P. 337–350.

[8] *Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V.* Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton? // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 419–441.

[9] *Sovetov J.K., Le Heron D.P.* Birth and evolution of a Cryogenian basin: Glaciacion, rifting and sedimentation in the Vorogovka Basin, Siberia // Sedimentology. 2016. V. 63. P. 498–522.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 149–152

КАДОМИДЫ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Н.Б. Кузнецов[1, 2], Т.В. Романюк[2, 3], С.В. Рудько[1], Е.А. Белоусова[4]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru,
[2] Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru
[4] Сидней, Австралия, Университет Маквори / центр CCFS/GEMOK

В геологическом строении многих тектонических единиц (тектонических зон), выделяемых на западе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), включая Северный Казахстан (Кокчетавский массив – КМ), Южный Урал и прилегающую к нему часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), участвуют разнородные ордовикские образования. Некоторые из этих образований представлены терригенными породами, слагающими разрезы, начинающие палеозойские стратиграфические последовательности, которые со структурным (а иногда с параллельным) несогласием налегают на докембрий. В других случаях ордовикские терригенные породы участвуют в сложении тектонических пластин в покровной структуре палеозоид западного фланга ЦАСП. Ранее мы уже представляли первые результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопно-геохимических характеристик обломочных цирконов (*dZr*) из песчаников ордовикских толщ, распространенных в разных тектонических зонах вдоль трансекта КУБ (Кокчетав-Урал-Балтика) целиком **[4]** и частично – по отдельным тектоническим зонам **[2, 5, 6, 8, 12]**. Цель изучения *dZr* из ордовикских песчаников восточной части Прикаспийской впадины (Соль-Илецкий свод, скв. Ордовикская-2), разных зон Южного Урала и КМ заключалась в определении природы и первичной тектонической принадлежности блоков земной коры, входящих в современную структуру Южного Урала **[4]**. Другими словами, цель изучения – выявление родственности\чужеродности этих зон по отношению к Балтике и/или эпикаледонскому Казахстанско-Киргизскому континенту (ККК).

Типичный провенанс-сигнал ККК охарактеризован по результатам изучения *dZr* из проб верхнерифейских **[1, 16]** и ордовикских **[2, 4]** песчаников КМ. Особенности провенанс-сигнала, характерного для волго-уральской части Балтики, получены на основе изучения *dZr* из проб песчаников, участвующих в сложении разных стратиграфических уровней типовых разрезов рифея в Башкирском поднятии **[3, 6, 10, 11]**.

Полученные нами возрастные спектры *dZr* для ордовикских песчаников из всех Восточно-Уральских зон и Сакмарского аллохтона резко отличны как от спектров возрастов *dZr* из рифея Башкирского поднятия **[3, 6, 10, 11]**, источником которых (как было показано в этих работах) были кристаллические комплексы Волго-Уралии, так и от спектров возрастов *dZr*, характерных для КМ **[2, 4]**. Эти отличия заключаются в том, что среди *dZr* из ордовикских песчаников из всех Восточно-Уральских зон и Сакмарского аллохтона отчетливо доминирует поздненеопротерозойско-кембрийская популяция, возраст которой не соответствует возрастам кристаллических комплексов, типичных для Волго-Уралии и для ККК. Эта же особенность спектра возрастов *dZr* установлена и для ордовикских песчаников Соль-Илецкого свода **[6]** (рис. 1, слева).

Известно, что популяции *dZr* с поздненеопротерозойско-кембрийскими возрастами типичны для толщ, сложенных продуктами эрозии кадомско/авалонских блоков Анатолии, Центральной и Западной Европы (см. обзор в **[15]**) (рис. 2, желтые звезды). Назовем эту популяцию – кадомский провенанс-сигнал. Таким образом, полученные нами результаты являются первыми свидетельствами существования кадомских блоков в Северном Прикаспии и на Южном Урале.

Для того чтобы проследить пояс эпикадомских террейнов из Западной и Центральной Европы в Северный Прикаспий и на Южный Урал, мы провели изучение *dZr* из образцов мезо-

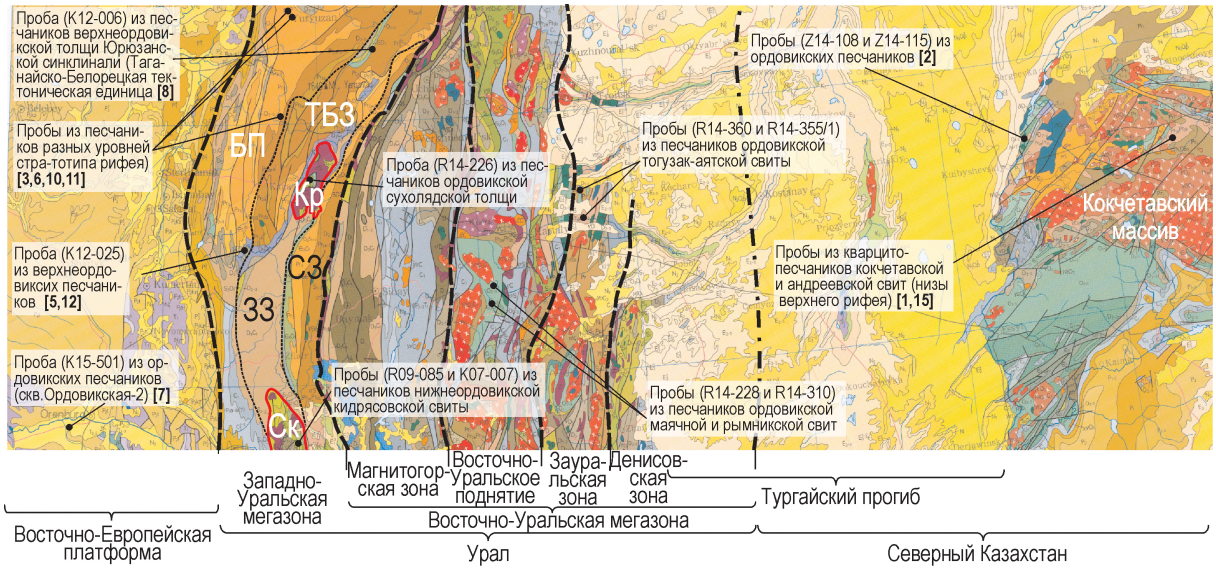


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая взаимное расположение основных тектонических зон Южного Урала и Северного Казахстана. В качестве основы использована карта **[9]**. На схеме показаны места отбора проб ордовикских пород вдоль трансекта «КУБ», а также места отбора референтных проб, характеризующих наборы геохронологических и изотопно-геохимических данных казахстанских и балтийских источников сноса. Черная жирная штрих-пунктирная линия – условная граница между Зауральской зоной (восток Южного Урала) и структурами Северного Казахстана. Красные линии – контуры Кракинского (Кр) и Сакмарского (Ск) аллохтонов, сложенных комплексами, характерными для структур Восточно-Уральской мегазоны и надвинутыми на комплексы и структуры Западно-Уральской мегазоны. Остальные сокращения на схеме: БП – Башкирское поднятие, ТБЗ – Таганайско-Белорецкая зона (тектоническая единица) поднятия Уралтау, СЗ – объединенные Суванякская и Максютовская зоны (тектонические единицы) поднятия Уралтау, ЗЗ – Зилаирская зона (синклинорий/прогиб).

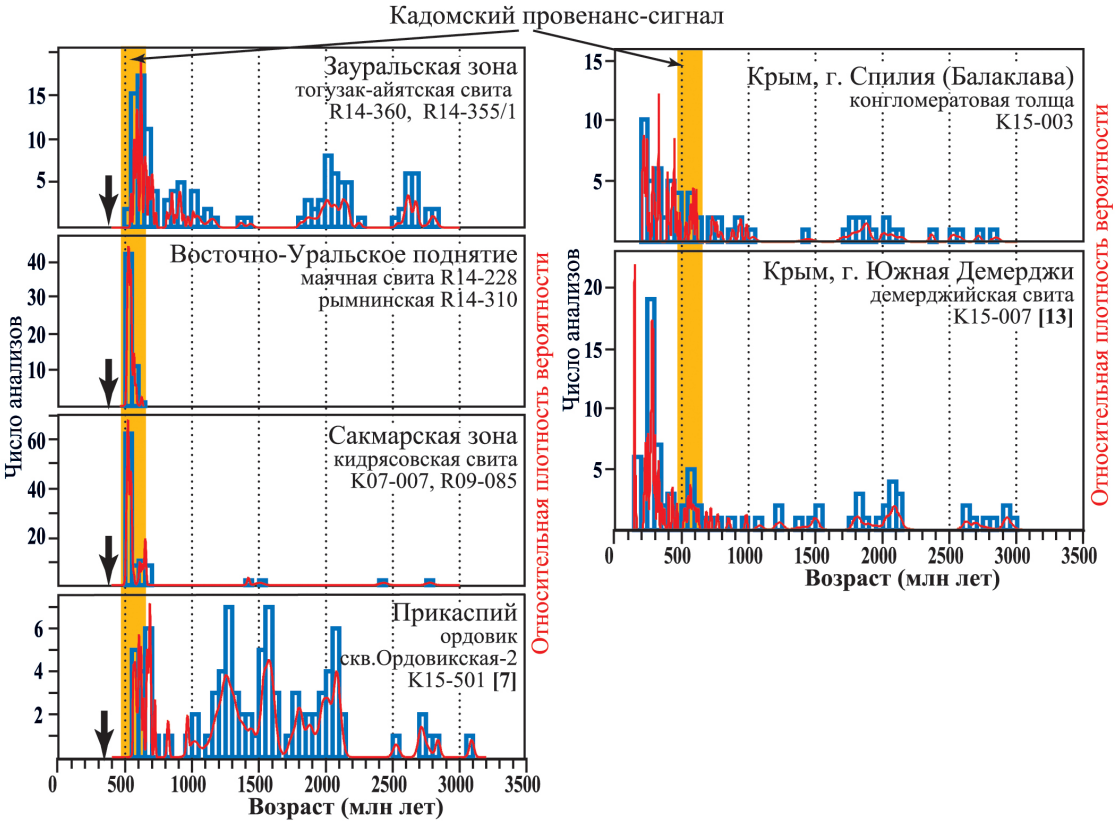


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов детритных цирконов из изученных проб.

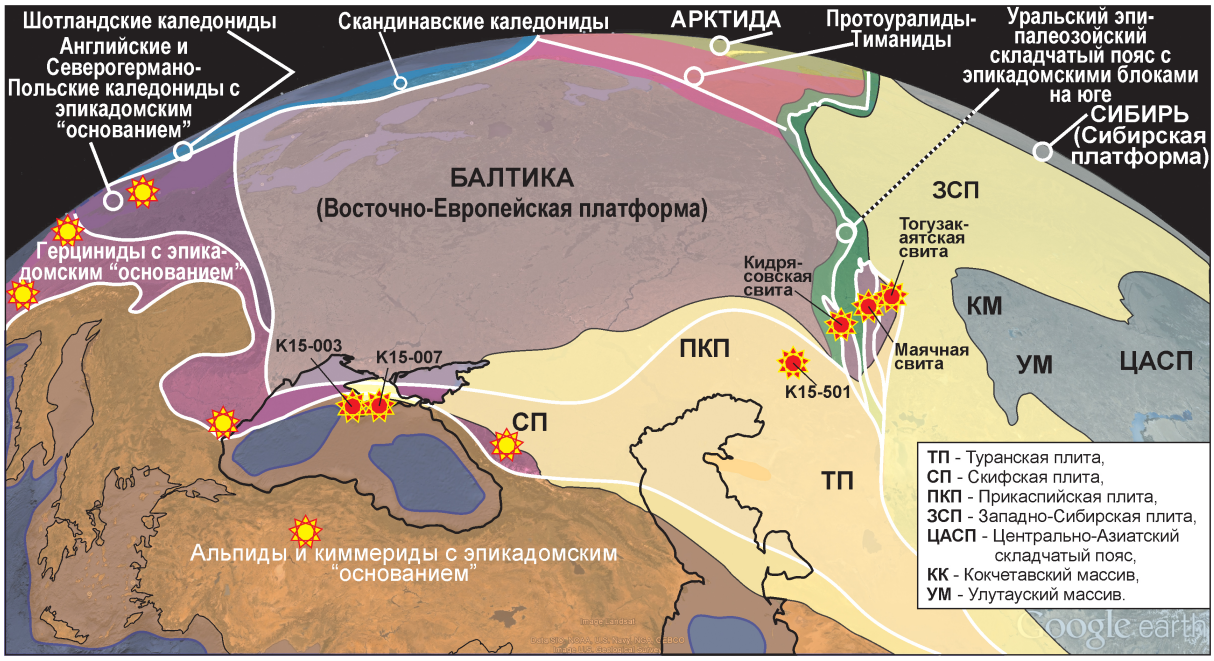


Рис. 3. Концептуальная схема размещения главных тектонических единиц (областей с платформенным стилем строения и складчатых поясов) западной части Северной Евразии. Схема составлена на основе «имиджа», экспортированного из программного пакета GoogleEarth. Красные звезды и относящиеся к ним наборы символов соответствуют местоположению проб на dZr и идентификационным номерам (ID) этих проб, показанным на рис. 1 в прописях к гистограммам. Остальные комментарии в тексте.

зойских обломочных пород, участвующих в строении киммерид Северного Причерноморья. В частности, нами исследованы *dZr* из песчаников двух известных в Крыму и хорошо изученных объектов – песчаников, слагающих линзы в верхнеюрских конгломератах на западном склоне г. Южная Демерджи **[13]** и у восточного подножья вершинной части г. Спилия к востоку от Балаклавы (новые данные). В обеих пробах выявлен отчетливый кадомский провенанс-сигнал (см. рис. 1, справа).

Эти данные совместно с фрагментарными сведениями, касающимися возрастов *dZr* из пород палеозойских комплексов Большого Кавказа (где также установлен кадомский провенанс сигнал **[14]**), подтверждают предположение о том, что пояс кадомских террейнов из Западной и Центральной Европы через Причерноморье и Большой Кавказ протягивается в Северный Прикаспий и на Южный Урал, т.е. в западную часть Центрально-Азиатского (Урало-Монгольского) складчатого пояса (рис. 3).

Тематика исследований соответствует научным планам лабораторий геодинамики позднего докембрия и фанерозоя и седиментологии и геохимии осадочных бассейнов ГИН РАН и исследовательским проектам РФФИ № 16-05-00259, 16-05-00519 и 15-05-08767. Анализы и их обработка выполнены за счет средств РНФ (14-27-00058) и МОН РФ (№ 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН) соответственно.

[1] *Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л.* Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464, № 5. С. 584–588.

[2] *Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В.* Строение, возраст и обстановки формирования ордовикских комплексов северо-западного обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018 (в печати).

[3] *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.

[4] *Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Рязанцев А.В., Белоусова Е.А., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю.* Результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопно-геохимических харак-

теристик обломочных цирконов из ордовикских толщ Южного Урала и Кокчетавского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 149–152.

[5] *Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Пыжова Е.С., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В.* Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 467, № 5. С. 560–565.

[6] *Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Дегтярев К.Е., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С.* Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 475, № 6. С. 659–664.

[7] *Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В., Каныгина Н.А.* Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из ордовикских терригенных толщ Соль-Илецкого блока Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 473, № 4. С. 435–458.

[8] *Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Дегтярев К.Е., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* U/Pb возрасты обломочных цирконов из верхнеордовикских песчаников Юрюзаньской синклинали (Башкирский антиклинорий, Южный Урал) // ДАН. 2018 (в печати).

[9] *Международная геологическая карта Центральной Азии и прилегающих территорий.* Масштаб 1:2500000. 2008.

[10] *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.

[11] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Геохимическая и Lu/Hf (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея Южного Урала // ДАН. 2013. Т. 453, № 6. С. 657–661.

[12] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С.* Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика обломочных цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 472, № 4. С. 433–436.

[13] *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А.* Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН. 2018 (в печати).

[14] *Сомин М.Л., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Крёнер А., Конилов А.Н., Камзолкин В.А.* Псевдофундамент в доальпийской структуре Передового хребта Северного Кавказа // ДАН. 2013. Т. 450, № 4. С. 445–449.

[15] *Henderson B.J., Collins W.J., Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Hand M.* Gondwanan basement terranes of the Variscan-Appalachian orogen: Baltican, Saharan and West African hafnium isotopic fingerprints in Avalonia, Iberia and the Armorican Terranes // Tectonophysics. 2016. V. 681. P. 278–304. doi:10.1016/j.tecto.2015.11.020.

[16] *Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmachevaa E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M.* Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 28–43.

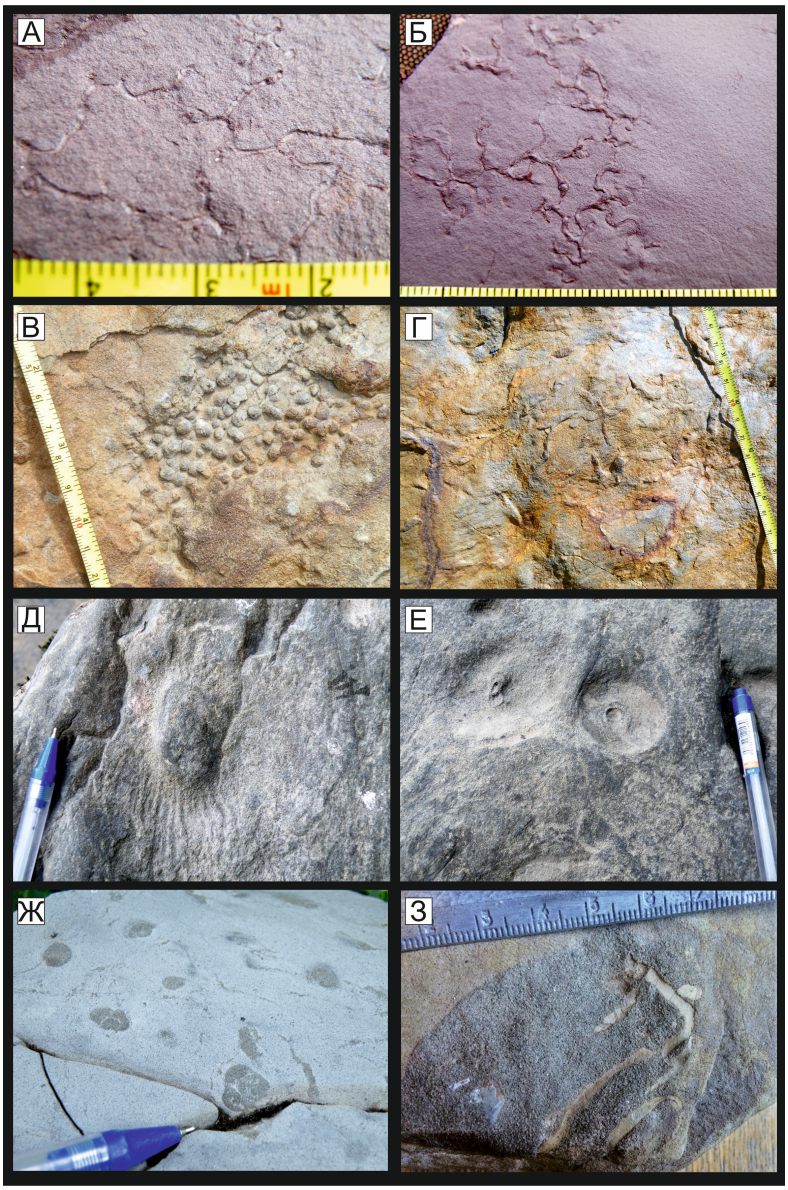
Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 153–155

НОВЫЕ НАХОДКИ ИХНОФОССИЛИЙ ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ УРОВНЕЙ ВЕНДА/КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ 2017)

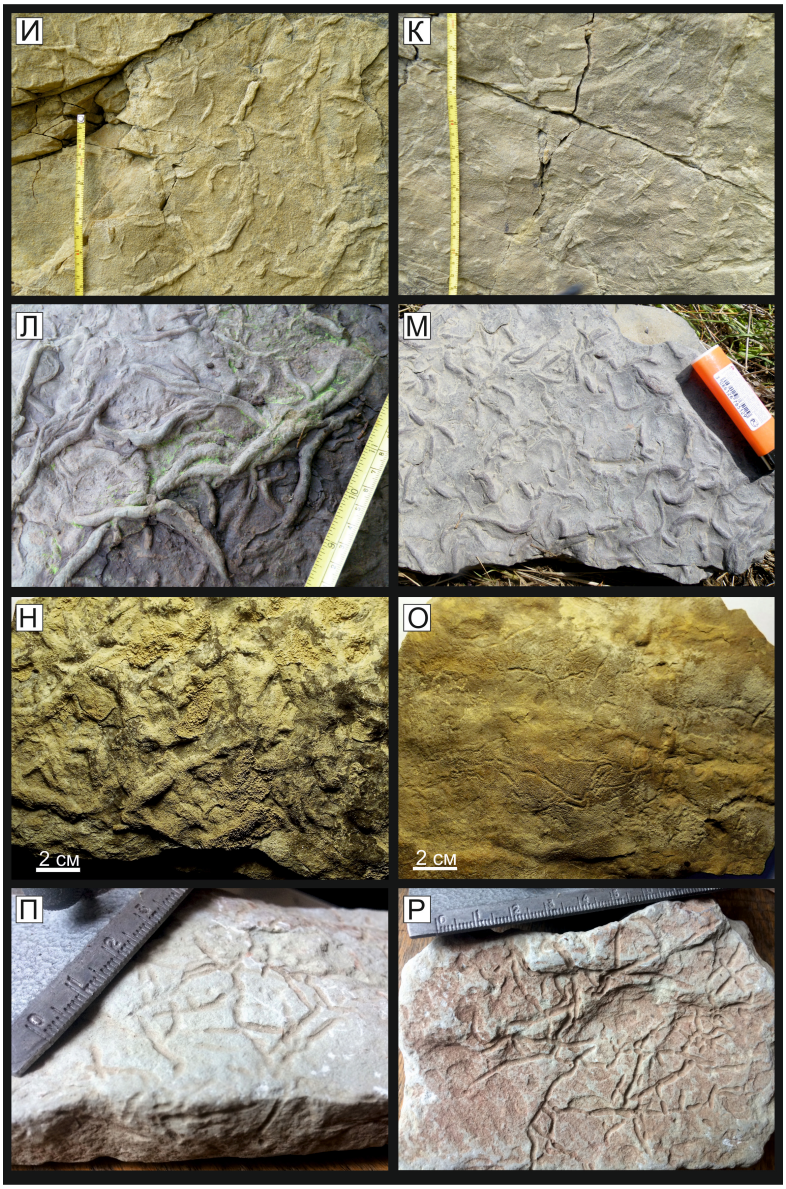
Н.Б. Кузнецов[1, 2], С.В. Рудько[1], А.В. Шацилло[2], Д.В. Рудько[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, svrudko@gmail.com
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Границу докембрия и палеозоя определяют по смене ихнозон в породах формации Чапел Айленд (ЮВ Ньюфаундленд). Ископаемые следы, на основании которых определена подошва



Ихнофоссилии пограничных уровней венда/кембрия на западе СП. Объяснения см. в тексте.



кембрия МСШ, согласно **[1]**, достаточно редки в вендско-кембрийских слоях Сибирской платформы (СП). Исключения составляют находки ихнокомплексов на Оленекском поднятии, где граница венда/кембрия установлена по находкам руководящего ихновида Treptichnus pedum **[4]**. Кроме того, есть упоминания о находках Treptichnus isp на западе СП – в Бирюсинском Присаянье (усть-тагульская свита **[2]**) и на юге Енисейского кряжа (островная свита **[5]**). Находки ихнофоссилий отмечены также на севере Енисейского кряжа **[3]**. Основываясь на опыте собственных полевых работ, мы полагаем, что дальнейшее изучение ихнокомплексов может иметь перспективы для определения границы палеозоя и докембрия на западе СП и может внести коррективы в региональные стратиграфические шкалы позднего докембрия и палеозоя.

Ниже перечислим обнаруженные нами местонахождения ихнофоссилий и иногда отпечатков, возможно являющихся следами жизнедеятельности фауны. Следы обнаружены в песчаниках лопатинской (фототабл., *А*, *Б*) и карьерной (фототабл., *В*, *Г*) свит в чингасанской серии на р. Тея; в опесчаненных мергелях верхов мутнинской свиты (фототабл., *Д*, *Е*, *Ж*,) вороговской серии на р. Вороговка и на правом берегу Енисея против с. Ворогово (фототабл., *З*); в песчаниках верхов подъемской свиты чапской серии на р. Тея (фототабл., *И*, *К*); в доломитах лебяжинской свиты в низовьях р. Исаковка (фототабл., *Л*, *М*); в песчаниках пограничных уровней мотской и иркутной свит на г. Шаман (фототабл., *Н*, *О*); в высыпках мергелистых известняков, которые, по-видимому, происходят из пограничных уровней мошаковской и островной свит на р. Теря (фототабл *Т*, *Р*).

Работы проведены по программе МОН РФ (№ 14.Z50.31.0017) и РФФИ (проект № 17-05-00021).

[1] *Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири*. Кембрий Сибирской платформы / Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. Т. 2. 495 с.

[2] *Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 5. С. 28–41.

[3] *Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Павлов В.Э., Прияткина Н.С., Данилко Н.К., Козионов А.Е.* Первые находки ихнофоссилий и арумбериеморфных отпечатков в породах чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (северо-восток Енисейского кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 143–147.

[4] *Марусин В.В.* Нижнекембрийские ископаемые следы жизнедеятельности Оленекского поднятия Сибирской платформы: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 275 с.

[5] *Советов Ю.К.* Эдиакаранский хищник в стратотипическом разрезе тасеевской серии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 271–272.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 156–158

ФАДДЕЕВСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА: ГЛУБИННЫЙ СРЕЗ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА?

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова

Москва, Геологический институт РАН, nsi.kuzmich@yandex.ru

Фаддеевский метаморфический комплекс выделен в восточной части Центрально-Таймырского складчатого пояса. Первоначально он интерпретировался как выступ архейского или палеопротерозойского фундамента Сибирского кратона (М.Г. Равич, Ю.Е. Погребицкий, А.И. Забияка и др.). Позднее он стал рассматриваться некоторыми геологами как экзотический террейн, ограниченный офиолитовыми сутурами и принимающий участие в «коллаже террейнов» Центрально-Таймырского «аккреционного пояса» (А.К. Уфлянд, В.А. Верниковский **[1]** и др.). В.В. Беззубцев **[2]** отнес фаддевский комплекс к выступу нижнепротерозойского фундамента, но не исключал, что он сложен метаморфизованными рифейскими породами.

По нашим наблюдениям и материалам других исследователей, геологическая ситуация в этой части Таймыра следующая. 1. В основании залегают неравномерно метаморфизованные (от амфиболитовой до зеленосланцевой фации) осадочные и магматические породы, прорванные разнообразными гранитоидами и метабазитами. Стратифицированные толщи обычно объединяют в серии и свиты с собственными названиями, но восстановить их первичную последовательность на изученной нами территории невозможно. Возраст крупных массивов порфиробластических калиевых гранитоидов определен нашими предшественниками в интервале 860–825 млн лет (неопубликованные материалы для нашей площади и **[3]** для соседней). Комплекс включает крупную пластину серпентинита («Становский офиолитовый пояс»). Кроме апогарцбургитовых мантийных серпентинитов к породам офиолитовой ассоциации может быть отнесен только крохотный выход габбро-анортозитов (цирконы выделить пока не удалось). Многочисленные прочие метабазиты, судя по геохимическим данным, не имеют отношения к океанической коре. 2. Перечисленные в п. 1 породы несогласно перекрыты орогенным осадочным комплексом, включающим конгломераты, гравелиты, песчаники доломиты и пр. (становская и колосовская свиты и их аналоги). Эти породы также метаморфизованы в зеленосланцевой фации. 3. Все вышеперечисленное несогласно перекрыто неметаморфизованными, но сильно деформированными верхневендскими – нижнепалеозойскими породами (черные сланцы, в меньшей степени – известняки).

В 2016 и 2017 гг. мы принимали участие в среднемасштабной геологической съемке, которую проводит здесь ВСЕГЕИ, материалы наших наблюдений 2016 г. частично обработаны. Результаты датирования 15 образцов циркона магматических и метамагматических пород на ШРИМПе (от 10 до 17 анализов на образец) обсуждаются в докладе.

1. Мигматиты, жильные гранитоиды и родственные им породы (9 образцов). Содержат гранат и, по-видимому, равновесны с минеральными ассоциациями вмещающих метаморфических пород. Образовались в результате частичного плавления кремнеземистого протолита. Цирконы характеризуются сложной многоэтапной зональностью и обычно содержат ядра, унаследованные от протолита. Ширина и количество зон, разделенных этапами растворения циркона, изменчивы; при достаточной ширине анализировалось до трех зон на кристалл. На U-Pb изотопной диаграмме результаты измерений обычно группируются в один или несколько конкордантных кластеров и/или выстраиваются вдоль дискордии. Обычно присутствуют также более молодые конкордантные значения возраста, указывающие либо на кристаллизацию более молодого циркона, либо на потери радиогенного свинца, случившиеся вскоре после кристаллизации. При любом варианте интерпретации оказывается, что порода длительное время продолжала пребывать в нагретом состоянии. Обсчет таких кластеров выявил следующие этапы кристаллизации циркона (миллионы лет, сходные значения возраста разных образцов не объединя-

лись, в скобках – количество анализов в конкордантном кластере, интервал ошибок – 2s): 964±4(5); 946±10(6); 907±13(2); 906±10(9); 900±4(6); 891±15(2); 867±10(3); 855±12(2); 854±7(6); 852±9(5); 842±3(4); 840±21(10); 836±6(10); 818±6(2); 817±7(2); 812±8(4); 800±6(9); 790±9(3). Любопытно, что наиболее древний возраст выявлен в наиболее молодых секущих жилах пегматоидного гранита. Следовательно, процессы частичного плавления субстрата начались ранее самой древней зафиксированной нами даты. В мигматитах, длительное время находившихся в субсолидусном состоянии, первоначальный циркон не сохранился. По 94 анализам построена гистограмма распределения возрастов, аппроксимированная кривой распределения плотности (KDE). Для конкордантных значений использовался возраст по 6/238, для слабодискордантных – по 7/6. Полученные результаты заполнили почти весь отрезок временной шкалы в интервале 980–770 млн лет. Кривая распределения плотности выявила следующие пиковые значения: 968, 943, 897, 840, 815, 775 млн лет. Последний пик выражен слабо, максимальный пик приходится на 840 млн лет.

2. Массивы порфиробластических калиевых гранитоидов (2 обр.), субщелочных габбро (2 обр.) и метадацита (1 обр.) оказались одновозрастными (миллионы лет, 2s, в скобках количество анализов в кластере): 843±6(10); 840±5(8); 840±4(10); 840±4(8); 842±4(8).

3. Обсуждавшиеся выше породы встречаются в гальке становских конгломератов, которые также метаморфизованы. Термальная история фаддеевского метаморфического комплекса не заканчивается в 770 млн лет. В 2016 г. найден гранитный массив, прорывающий становские конгломераты. Его возраст составил 609±2 млн лет, что согласуется с оценкой возраста конечных этапов метаморфизма фаддеевского комплекса по минеральным Sm-Nd и Rb-Sr изохронам и по K-Ar возрасту минералов **[1]**.

4. Детритовые цирконы метаосадочных пород и реликтовые ядра ксеногенного циркона гранитоидов планируется анализировать методом лазерной абляции. Цирконы закатаны в шайбы и ждут своего часа. Частично ядра цирконов анализировались во время ШРИМПовых сессий, так как иногда было очевидно, что они принадлежат магматическому протолиту. Таких образцов два: диоритовая жила с возрастом ядер циркона 2011±10 млн лет (конкордантный кластер из 6 анализов) и кумулятивный плагиоклазит – дифференциат базитовой магмы среди амфиболитов, интерпретируемых как силлы метадолеритов – 1309±22 млн лет (6 анализов). Кроме того, иногда датировались отдельные ядра цирконов, что выявило их мезо- или палеопротерозойский возраст (в скобках количество анализов) 2500±20(1); 2000±60(1); 1718±27(2); 1360±14(1). Разновозрастность ядер для некоторых образцов указывает на метаосадочный протолит.

5. Полученные данные не дают оснований считать породы фаддеевского комплекса ни экзотическим террейном, ни выступом древнего фундамента. Породы комплекса были метаморфизованы и гранитизированы в неопротерозое. В период с 970 по 770 млн лет в этих породах, а также на более глубоких уровнях литосферы происходило частичное плавление силикатного субстрата и кристаллизация циркона. Длительный период активности делает вероятной надсубдукционную интерпретацию геодинамической обстановки магматизма. Такая обстановка не исключала эпизодов коллизий. В частности, таким эпизодом мог быть вызван всплеск магматической активности в 840 млн лет. В составе протолита, подвергавшегося частичному плавлению, присутствовали метаосадочные породы с палеопротерозойскими цирконами. Среди детритовых цирконов метапесчаников, которые уже отсняты в катодных лучах, но пока не датированы, широко представлены округлые гранулитовые цирконы, аналогичные тем, что происходят из фундамента Сибирского кратона. С таким предположением согласуются данные А.А. Макарьева о палеопротерозойском возрасте детритовых цирконов, выделенных им из метаморфических пород фаддеевского комплекса северо-западнее изученной площади **[4]**. В аналогичных метаосадочных толщах (метаморфизованных гораздо слабее), обнаженных на соседней площади к юго-западу, геологическое строение которой описано в **[3]**, главная популяция детритовых цирконов имеет возраст 2700 млн лет (В.Ф. Проскурнин, устное сообщение). Так же, как и у нас, там отмечены интрузии внутриплитных долеритов мезопротерозойского возраста **[3]**.

Логично предположить, что метаосадочные толщи фаддеевского комплекса получали обломочный материал со стороны Сибирского кратона и что изученный регион на протяжении почти всего неопротерозоя располагался в пределах его северной (в современных координатах) активной окраины, обращенной к океану. Свидетельства такого океана неоднократно публиковались В.А. Верниковским (напр. **[1]**). Высокий метаморфизм пород фаддеевского выступа, ве-

роятно, вызван тем, что в восточной части Центрально-Таймырского пояса обнажен более глубинный срез континентальной окраины, вскрывший зону анатексиса. Последнее магматическое событие в этой окраине датировано нами 610 млн лет, после чего геодинамическая обстановка изменилась: началось накопление поздневендских-нижнепалеозойских пород чехла Сибирского кратона. Причины таких изменений геодинамики не могут быть выявлены на изученной площади, но требуют анализа геологической ситуации более северных районов Таймыра.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00176).

[1] *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

[2] *Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б.* Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500000. Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.

[3] *Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н.* Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.

[4] *Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Гавриш А.В., Орлов В.В., Дымов В.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист T-45–48 (м. Челюскин). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 159–161

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПАЛЕОСУБДУКЦИОННОГО КАНАЛА КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)

А.В. Куликова, М.М. Буслов, А.В. Травин

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Ak_Cool@mail.ru
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

На Горном Алтае в пределах АССО выделяются **[2, 5, 7, 8]** следующие геодинамические комплексы, сформированные в пределах Кузнецко-Алтайской островной дуги на окраине Сибирского континента в венде – раннем ордовике: 1) островная дуга с толеит-бонинитовыми и известково-щелочными сериями пород; 2) Курайская и Катунская аккреционные призмы, состоящие из различных фрагментов океанической коры, серпентинитового меланжа с блоками высокобарических пород, олистостром, турбидитов; 3) Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб, выполненный флишем. Наиболее полно перечисленные геодинамические комплексы представлены в Курайской зоне юго-восточной части Горного Алтая, которая является уникальным, хорошо сохранившимся объектом аккреционно-коллизионных зон и прослеживается на расстоянии более 100 км при ширине до 40 км в юго-восточной части Горного Алтая. Она состоит из различных по составу и размерам тектонических пластин палеосимаунтов, чаган-узунских океанических офиолитов, серпентинитового меланжа, включающего пластины и блоки эклогитов, гранатовых амфиболитов и безгранатовых амфиболитов. Гранатовые амфиболиты и амфиболиты присутствуют в составе аккреционной призмы в виде отдельных линз и пластин. Фрагменты палеосимаунтов, офиолитов и серпентинитового меланжа чередуются с пластинами олистостром и турбидитов поздневендско-кембрийского возраста **[1, 2, 5]**.

Для определения особенностей проявления геодинамических процессов в субдукционных зонах особый интерес представляет возраст метаморфических пород, характеризующий различные этапы формирования палеосубдукционного канала **[11]**. Ранее **[1]** была предложена модель формирования аккреционного клина Курайской зоны Горного Алтая по аналогии с западной окраиной Тихого океана, основанная на столкновении палеосимаунтов с примитивной островной дугой, что привело к заклиниванию зоны субдукции и обратным течениям вещества в субдукционном канале. В результате высокобарические породы и офиолиты были выведены к поверхности и включены в состав аккреционного клина совместно с телами палеосимаунтов.

Метаморфические породы присутствуют в Курайской аккреционно-коллизионной зоне в форме отдельных линз и пластин, блоков в серпентинитовом меланже, а также в приконтактовых зонах тектонических пластин палеосубдукционного канала. В целом можно выделить пять типов метаморфических пород:

1. Эклогиты и гранатовые амфиболиты из блоков (длиной 4–5 м и шириной до 10 м) в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского офиолитового массива. Гранатовые амфиболиты, содержащие реликты эклогитов, вероятно, являются результатом регрессивного метаморфизма **[10, 12]**. По результатам минералогической геотермобарометрии пик метаморфизма для эклогитов отвечает условиям P=20 кбар и T=660 °C, гранатовые амфиболиты образовались при P=7–8 кбар, T=500–600 °C **[6, 12]**.

Ar-Ar возраст амфиболов из гранатовых амфиболитов составляет 580±10 млн лет (новые данные). U-Pb возраст цирконов из эклогитов составляет 619±13 млн лет **[4].** Возраст амфиболов из эклогитов, полученный Ar-Ar методом, группируется в два пика – 636–627 и 562 млн лет **[9, 10]**, а фенгитов, локализующихся в зонах рассланцевания эклогитов, – 593±3.5 млн лет **[3]** и 569±3.0 млн лет (новые данные).

2. Гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин. Пластины находятся западнее Чаган-Узунского офиолитового массива и достигают мощности 3 км. Ar-Ar возраст

амфибола из гранатовых амфиболитов составляет 631±1(новые данные), U-Pb возраст цирконов – 604±6 млн лет **[4]**.

В составе Чаган-Узунского офиолитового пояса также присутствуют отдельные тектонические пластины гранатовых амфиболитов, мощностью до 0.5 км. Ar-Ar возраст амфибола составляет 544±10 (новые данные).

3. Безгранатовые амфиболиты, мощностью до 1 км, находятся в центральной части Курайской зоны в районе р. Арыджан и нижней части Чаган-Узунского массива. По результатам минералогической геотермобарометрии амфиболиты образовались при P=2–3 кбар, T=500 °C **[6]**. Ar-Ar возраст амфибола из амфиболитов р. Арыджан составляет 571±4 (новые данные).

4. Плагиогранитные мигматиты, которые проявлены в обширном поле гранатовых амфиболитов западнее Чаган-Узунского массива. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов дает два конкордантных возраста: 610±3 и 598±6 млн лет по семи и шести измерениям соответственно **[4]**.

5. Гранат-мусковитовые породы, мощностью до первых десятков метров. Они отделяют серпентинитовый меланж Чаган-Узунского офиолитового массива от пластин метабазальтов в зеленосланцевой фации метаморфизма. Ar-Ar возраст мусковита составляет 585±6 млн лет **[2]**.

Приведенные выше значения возраста эклогитов и гранатовых амфиболитов, сформированных по N-MOR базальтам **[12]** в интервале 636–619 млн лет, по нашему мнению, характеризуют этап формирования зоны субдукции с погружением в нее только офиолитов. С этим этапом связано формирование магматических пород примитивной стадии в эволюции Кузнецко-Алтайской островной дуги. Эксгумация эклогитов зафиксирована в формировании по ним фенгитов и амфиболов, трассирующих деформационные зоны рассланцевания (интервал 604–593 млн лет). Возраст карбонатной «шапки» Баратальского палеосимаунта, расположенного в западной части Курайской зоны в районе р. Каратюргунь, определен как 598–570 млн лет **[8]**, что моложе возраста эксгумации эклогитов. Следует предполагать, что данный палеосимаунт является частью крупного поля подводных палеоподнятий, субдукция более древнего из которых, расположенного вблизи (к югу) Чаган-Узунского офиолитового массива, привела к возвратным течениям в палеосубдукционной зоне. Характерным является формирование плагиогранитных мигматитов с возрастом 610–598 млн лет, которые локализуются в гранатовых амфиболитах и амфиболитах структурно выше передотитов Чаган-Узунского офиолитового массива. Можно предполагать, что их образование связано с тепловым воздействием горячего тела передотитов, которые в этот период времени (610–598 млн лет) выдавливались вдоль палеосубдукционного канала. Близкие значения возраста (604–593 млн лет) зафиксированы и для этапа эксгумации эклогитов, расположенных в серпентинитовом меланже вблизи передотитов. Более молодой возраст (585–544 млн лет) фенгитов и амфиболов, развивающихся по субдукционным породам, а также мусковитов из гранат-слюдистых пород пограничной зоны серпентинитового меланжа, по-видимому, свидетельствует о том, что эксгумационный этап продолжался в вендское время.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН № 0330-2016-0014 и Проекта РФФИ № 16-35-00109 (мол_а).

[1] *Буслов М.М., Ватанабе Т.* Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 82–93.

[2] *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.

[3] *Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В., Юдин Д.С.* Возраст эксгумации эклогитов Чаган-Узунского комплекса (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. С. 39–40.

[4] *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 // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 60–69.

[5] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1381–1403.

[6] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А.* Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 2. С. 413–417.

[7] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.* Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. Т. 33, № 12. С. 3–14.

[8] *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 182–199.

[9] *Buslov M.M., Saphonova I.Y., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu.* Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altai−Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosciences Journal. 2001. V. 5. P. 203–224.

[10] *Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y., Iwata K., Travin A.V., Akiyama M.* Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. V. 5. P. 781–800.

[11] *Dobretsov N.L., Buslov M.M.* Serpentinic melanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia // International Geology Review. 2004. V. 46. P. 957–980.

[12] *Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu., Isozaki Yu., 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.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 162–164

ДИНАМИКА МАМОНТОВОЙ ТУНДРЫ – ИСТОРИЯ ДЛИНОЙ 50 ТЫСЯЧ ЛЕТ

К.Г. Леви, А.И. Мирошниченко

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

Великое Арктическое оледенение (ВАО). Трехмерная реконструкция последнего Великого Арктического ледникового покрова (рисунок) была выполнена в 2002–2009 гг. (Grosswald, Hughes, 2002; Гросвальд, 2009). Однако время его существования не определено. Модель основана на геолого-геоморфологических наблюдениях следов оледенения. В данном сообщении мы остановимся на следах сартанского оледенения (26–15 тыс. л. т. н.) и сопутствующим ему природным обстановкам с привлечением ^{14}C датировок костных остатков шерстистых мамонтов и носорогов. Наша коллекция содержит более 1700 датировок.

Отметим, что оледенение арктических территорий было асимметричным относительно географического северного полюса. Льдами покрывалась пропорционально большая территория Северной Америки, на севере же Евразии ледники были распространены на прибрежных территориях Ледовитого океана и на горных массивах, возвышающихся над снеговой линией.

Из рисунка следует, что сартанское оледенение было менее масштабным, а области скопления костных остатков мамонтовой фауны определяют размеры и месторасположения мамонтовых тундр, динамику которых мы рассмотрим ниже.

Физико-механические параметры ледников. Соотношение площади и толщины ледниковых щитов описывается уравнением:

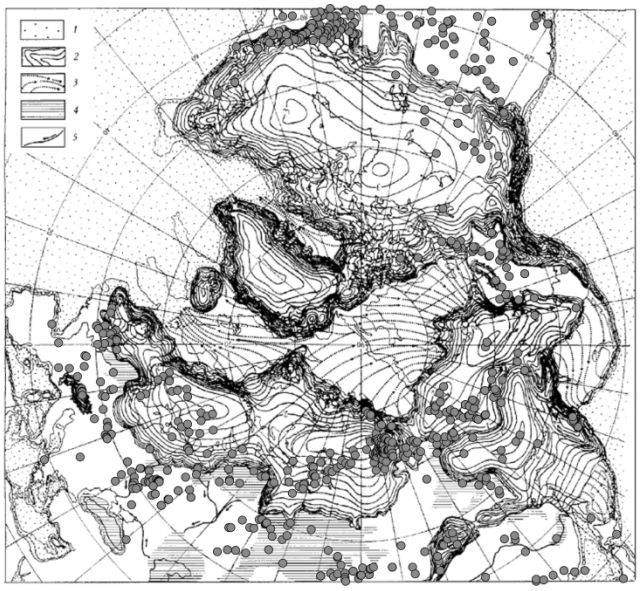
$$\ln M=0.2812 \ln S+3.7392,$$

где S – площадь и M – толщина ледника при r=0.887.

Зависимость топографической высоты современной снеговой линии H от широты местности φ описывается уравнением:

$$H=1.0546\varphi^2-209.25\ \varphi+9954.7,$$

при r=0.946.



Великий Арктический ледниковый покров (Grosswald, Hughes, 2002; Гросвальд, 2009). Темно-серые кружки – места находок, датированных по ^{14}C костных остатков мамонтов.

Фурье-анализ частоты и длительности потеплений – похолоданий говорит о том, что они происходили с основными периодами – 8–12, 18.5, 24, 37 и 74 тыс. лет (анализировался временной интервал продолжительностью 800 тыс. лет). Однако следует обратить внимание читателя на то, что оледенения, в общем смысле этого понятия, не всегда характеризуются очень сильными холодами, ведь для образования и движения больших ледовых масс необходимы главные условия – обильное выпадение осадков, относительно холодная зима и прохладное лето, способствующее залеживанию снегов.

Гляциоизостазия. Согласно геофизическим данным, литосфера под внутренними частями ледниковых покровов изостатически прогибается на величину ⅓–¼ толщины налегающего льда и может быть оценена из уравнения: $A_{прог}=R^3 \cdot P_{упр}/4EJ$, где $A_{прог}$ – амплитуда прогиба, R – радиус прогиба и $P_{упр}$ – сосредоточенная нагрузка на литосферу (или упругая реакция литосферы), EJ – жесткость литосферы на изгиб, или путем оценки региональной изостатической компенсации литосферы, к поверхности которой приложена нагрузка мощностью *h*, полушириной *a* и плотностью ρ_s. Амплитуда изгиба поверхности литосферы z_{max} составит:

$$z_{max}=h\,(\rho_z-\rho_w)(1-e^{-\lambda_a}\cos \lambda a)/(\rho_m-\rho_s),$$

где

$$\lambda=\sqrt[4]{(\rho_m-\rho_s)g/4D},$$

где ρ_w и ρ_m – соответственно плотности воды (льда) и мантии, а g – сила тяжести.

Обращая внимание на грандиозную картину ВАО, следует ожидать широкое распространение гляциоизостатических движений земной поверхности. Однако ничего масштабного не наблюдается ни по материалам повторных нивелировок, характеризующих современные движения земной поверхности, ни по результатам анализа динамики современных гравиметрических полей в Северном полушарии.

Откуда пришли и почему вымерли шерстистые мамонты и носороги? Вопрос до сих пор остается дискуссионным. Считается, что поздние мамонты по своим параметрам соответствовали азиатскому слону – из анализов ДНК слона и мамонта следует, что мамонт и индийский слон – это две ветви, произошедшие от африканского слона примерно 6 млн лет тому назад. Другая последовательность событий – африканский слон → трогонтериевый (степной) слон → шерстистый мамонт. Есть еще одно мнение, что мамонты пришли в Азию, а затем и в Европу из Северной Америки (Palkopoulou et al., 2013). Последнему противоречит временная статистика изменения числа датированных костных остатков этих животных. Причин их вымирания несколько: одна – сокращение площадей кормовой базы, что мы рассмотрим ниже; вторая – пандемии, развивавшиеся в стадах животных из-за нехватки питания, снижения рождаемости и в целом деградации популяции. Однако при палеонтологических раскопках обнаружены многочисленные массовые захоронения животных. Причиной возникновения таких кладбищ, вероятно, являются частые гидрокатастрофы, охарактеризовавшие завершение эпохи сартанского оледенения.

Динамика мамонтовых тундр в Северном полушарии. Находки костных остатков шерстистых мамонтов и носорогов отражают относительные характеристики их численности и размеры ареалов их обитания – «мамонтовой тундры». Построены статистические модели контуров «мамонтовых тундр» по временным «срезам» через каждые 2.5 тыс. лет, которые дают представление о пространственно-временной динамике распространения «мамонтовых тундр» от 50 до 2.5 тыс. л. т. н.

Таким образом, мы приходим к заключению, что в сартанскую эпоху грандиозных ледников в Северном полушарии, как это показано на рисунке, не было. Вымирание мамонтовой фауны происходило в силу природных причин и без участия первобытных охотников. В конечном итоге, мы разделяем мнение об отсутствии масштабного оледенения Северного полушария **[1–3]**.

[1] *Чувардинский В.Г.* Было ли материковое оледенение? Мифы и реальность. Lambert Academic Publishing, 2014. 284 с.

[2] *Nogués-Bravo D., Rodríguez J., Hortal J., Batra P., Araújo M.B.* Climate change, humans, and the extinction of the woolly mammoth // PLoS Biology. 2008. V. 6. e79. doi:10.1371/journal.pbio.0060079.

[3] *Lorenzen E.D., Nogués-Bravo D., Orlando L., Weinstock J., Binladen J., Marske K.A., Ugan A., Borregaard M.K., Gilbert M.T.P., Nielsen R., Ho S.Y.W., Goebel T., Graf K.E., Byers D., Stenderup J.T., Rasmus-*

sen M., Campos P.F., Leonard J.A., Koepfli K.-P., Froese D., Zazula G., Stafford T.W., Aaris-Sørensen K., Batra P., Haywood A.M., Singarayer J.S., Valdes P.J., Boeskorov G., Burns J.A., Davydov S.P., Haile J., Jenkins D.L., Kosintsev P., Kuznetsova T., Lai X., Martin L.D., McDonald H.G., Mol D., Meldgaard M., Munch K., Stephan E., Sablin M., Sommer R.S., Sipko T., Scott E., Suchard M.A., Tikhonov A., Willerslev R., Wayne R.K., Cooper A., Hofreiter M., Sher A., Shapiro B., Rahbek C., Willerslev E. Species-specific responses of Late Quaternary megafauna to climate and humans // Nature. 2011. V. 479. P. 359–364.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 165–168

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (ПОСТАНОВКА ВОПРОСА И ПУТИ РЕШЕНИЯ)

М.Г. Леонов[1], Р.А. Бакеев[2], Ю.А. Морозов[3], Е.С. Пржиялговский[1], Ю.П. Стефанов[4], А.А. Татурова[4]

[1] Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru
[2] Томск, Институт физики прочности и материаловедения СО РАН
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
[4] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Проблема эволюции осадочных бассейнов – одна из фундаментальных проблем геологии. В данном направлении имеется один важный аспект, связанный с изучением форм и механизмов структурной дифференциации внутриплитных отрицательных структур земной коры как отражения геодинамической эволюции системы «фундамент/чехол». В этом аспекте особый интерес представляет ярко выраженная, но слабо изученная особенность отрицательных структур: «внезапное» дискретное расчленение дна бассейнов на систему относительно узких положительных морфоструктур (вздутий, складок, горстов) и широких прогибов с разными тектоническим стилем и интенсивностью структурной переработки пород в зонах относительного воздымания и в зонах относительного опускания.

Дискретная морфоструктурная дифференциация отрицательных структур земной коры неоднократно фиксировалась для разных районов и тектонических обстановок. Среди них: палеоокеанический бассейн Южного Тянь-Шаня, протерозойский внутриплитный бассейн Комба (Африка), Мичиганский бассейн (Сев. Америка), протоплатформенная палеопротерозойская Онежская мульда (Балтийский щит), краевой прогиб Эль-Рифа (Сев. Африка), активизированные эпипалеозойские плиты и внутриконтинентальные орогены Тянь-Шаня и Забайкалья и др. Все эти структуры, развивающиеся на начальных этапах как относительно единые седиментационные ванны, на определенном этапе трансформируются в систему частных поднятий и прогибов, фиксируемых как в морфоструктуре дна бассейна, так и в морфоструктуре кровли фундамента (подошве осадочного комплекса (рис. 1).

Природа такой дифференциации и импульс ее возникновения остаются неясными. Также далеко не полно изучены и закономерности развития возникших в ходе последующей структурной эволюции отрицательных и положительных морфоструктур. Попытки объяснить эту закономерность единичны и лишь в отдельных случаях сопровождаются рассмотрением структуры фундамента и данными экспериментальных исследований.

Изучение геологических объектов и анализ литературных данных позволили установить следующие закономерности развития осадочных бассейнов: дифференциация бассейнов происходит внезапно и приурочена к определенному этапу их развития; начало дифференциации связано некой зависимостью с мощностью накопившихся в них отложений; формирование дискретной структуры дна бассейнов может осуществляться, по крайней мере, по трем сценариям: в условиях транспрессии (объемный сдвиг и поперечное удлинение бассейна), транстенсии (объемное сдвиговое течение и поперечное расширение бассейна), сдвиг по отдельным плоскостям внутри бассейна без изменения его внешней формы.

Тектоническая «судьба» возникших отрицательных и положительных морфоструктур в каждом конкретном бассейне реализуется различно. В одних случаях на месте частных прогибов возникают широкие отрицательные морфоструктуры синформного типа (мегасинклинали) с относительно слабой деформацией выполняющих их отложений, на месте же положительных первичных поднятий формируются узкие линейные антиклинорные зоны с интенсивной внутренней деформацией горных масс. В других случаях мы имеем обратную картину – широкие и относительно слабо деформированные антиформы и разделяющие их узкие синформные зоны концентрированной деформации (аркадные структуры). Линейные зоны концентрированной

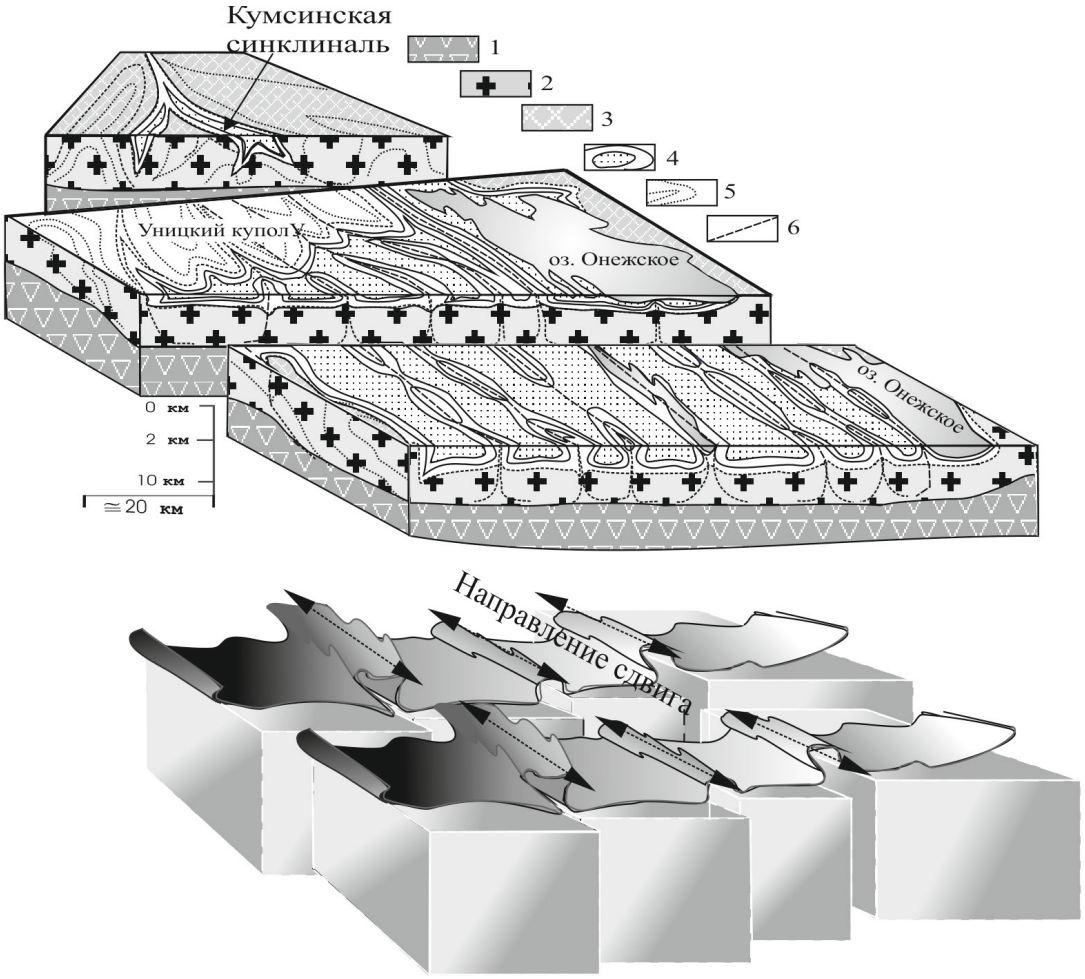


Рис. 1. Блок-диаграмма Онежской мульды (вверху) и схема ее морфоструктурной дифференциации (внизу). *1* – «гранулит-базитовый» слой; *2* – «гранитогнейсовый» слой; *3* – выступы докембрийского фундамента; *4* – условные границы горизонтов протоплатформенного чехла; *5* – условные структурные линии внутри фундамента; *6* – осевые линии «структур цветка».

деформации (как синформные, так и антиформные) известны также как структуры «цветка» или структуры «пальмового дерева».

Известны также отрицательные структуры, для которых характерна изометричная или слегка овальная форма, развитие в режиме центрально-симметричного опускания поверхности фундамента в течение длительного времени (значительная часть плитного этапа) и несоответствие общей округлой формы и линейной инфраструктуры.

Для получения нового фактического материала и лучшего понимания путей решения вопроса о механизмах морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов нами было проведено комплексное изучение геодинамической системы Нарынская впадина – хребет Байбичетоо – Атбашинская впадина (Срединный Тянь-Шань) с привлечением структурно-геологических исследований, а также данных тектонофизического и численного моделирования (рис. 2).

Тектонофизические исследования позволили раскрыть особенности структурного рисунка, формирующегося в процессе эволюции осадочного бассейна, а также дать характеристику геодинамической ситуации. В частности: (1) установлено наличие сдвиговой составляющей как в момент возникновения зарождении внутрибассейновой зоны поднятия, так и в процессе ее дальнейшей структурной эволюции; (2) выявлена дискретность и стадийность тектонической дифференциации со сменой режима транстенсии на ранних стадиях на режим транспрессии на поздних стадиях. Эти данные хорошо согласуются с данными полевой геологии.

Результаты численного моделирования, полученные группой Ю.П. Стефанова, выявили хорошую корреляцию с натурными наблюдениями (рис. 3), позволили установить закономер-

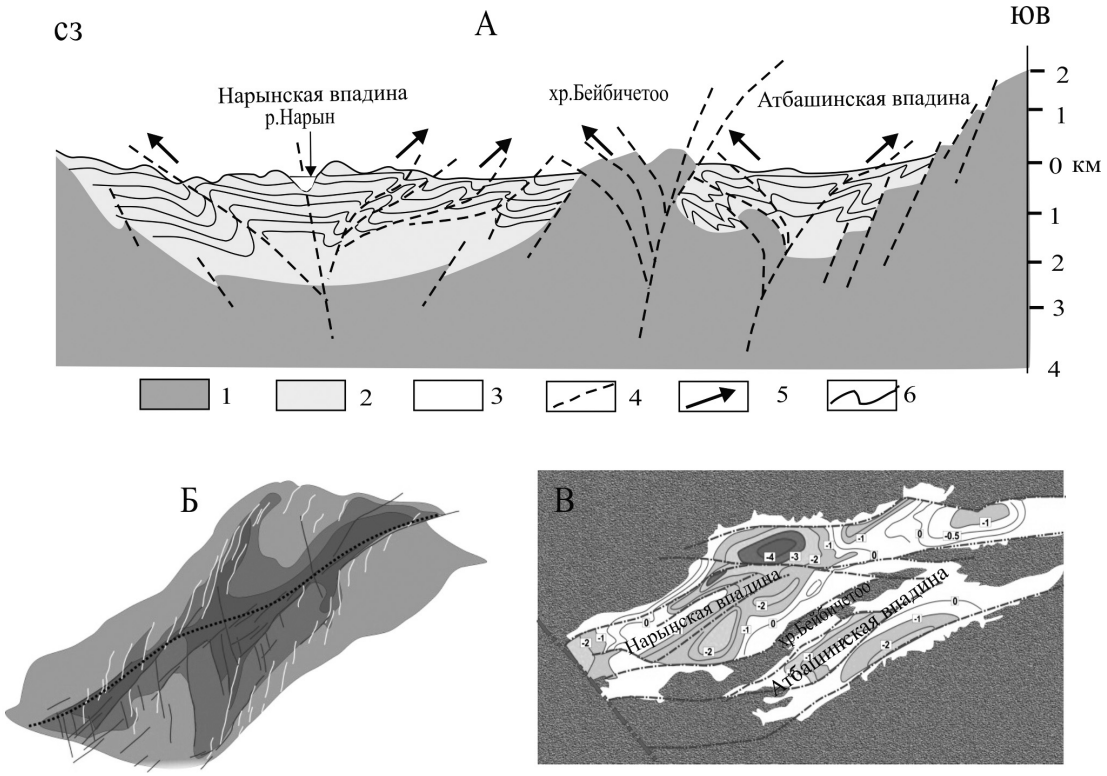


Рис. 2. Геодинамическая система «Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина». *А* – поперечный профиль; *Б–В* – морфологии дна впадин в эксперименте (*Б*) и в природе (*В*). *1* – палеозойский фундамент; *2* – кайнозойский осадочный чехол; *3* – русловые отложения; *4* – разломы; *5* – направление движения горных масс; *6* – условные линии напластования.

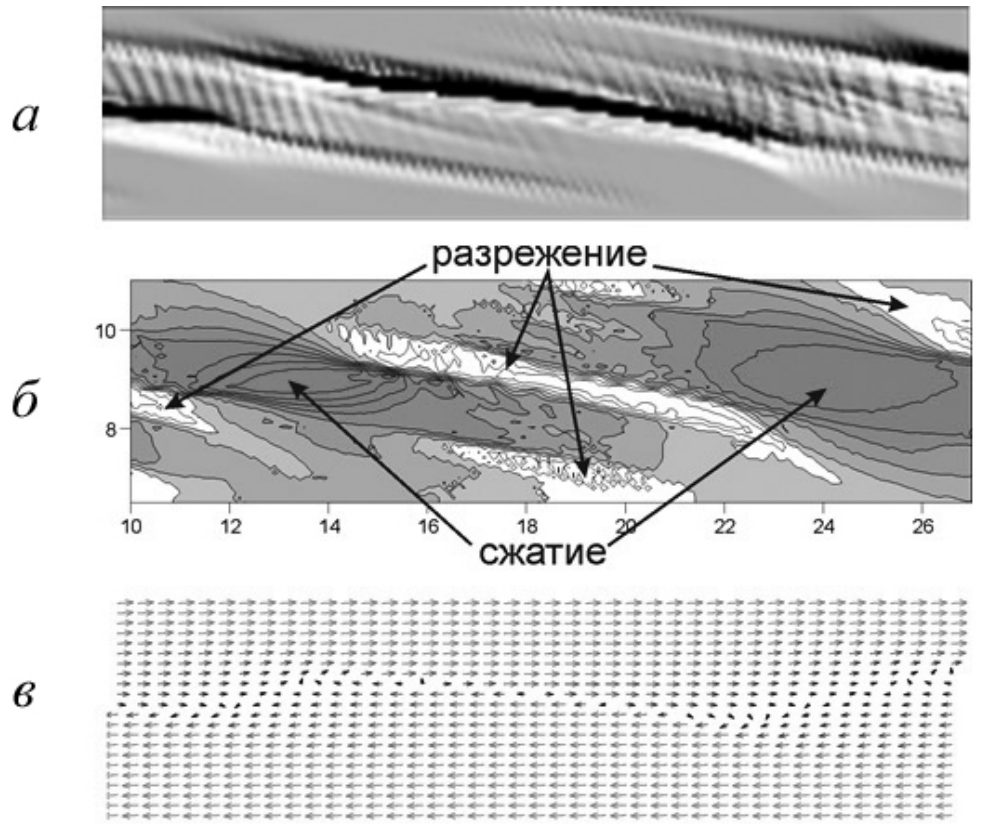


Рис. 3. Данные численного эксперимента: распределение деформации на поверхности (*а*), поле смещений (*б*) и давление (*в*) вокруг участка полосы локализации (k1=k2=1).

ности распределения деформации и давления в области центральных поднятий, подтвердить наличие сдвигового течения горных масс.

Выявлены также важные закономерности процесса развития морфоструктуры осадочных бассейнов. Показано, что увеличение глубины осадочных бассейнов связано с последовательностью приложения вертикальной нагрузки, т.е. с накоплением осадочных отложений. Предполагается, что структурообразующие процессы фундамента, связанные с перераспределением в нем напряжений и деформаций, влияют на изменение формы как поверхности фундамента, так и рельефа дневной поверхности. Установлено, что увеличение толщины деформируемого слоя (накопление осадков) приводит к изменению значений сдвига основания. Возникновение магистрального разлома на глубине 4.5 км происходит при сдвиге основания порядка 25–30 м, на глубине 10 км – при сдвиге основания 120 м. Эти данные показывают наличие триггерного эффекта, который вызывают незначительные по амплитуде движения фундамента, влияя на эволюцию осадочного бассейна в целом.

Полученные результаты в совокупности позволяют уточнить природу дискретной дифференциации как внутригорных впадин Тянь-Шаня, так и динамических осадочных бассейнов в целом.

Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2016-0012 при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00357).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 169–171

ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ОТЛОЖЕНИЯМИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.Ф. Летникова[1], И.А. Вишневская[1], Н.А. Каныгина[2], А.В. Иванов[1], Н.Г. Солошенко[3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, efletnik@igm.nsc.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН

Одной из спорных тектонических единиц Байкало-Витимской складчатой области является Северо-Муйская глыба. Одни исследователи относят ее к докембрийским континентальным блокам **[1]**, другие на основе детальных изотопно-геохимических исследований приходят к выводу о том, что это комплекс архейских пород, претерпевший ремобилизацию в неопротерозое **[2, 3, 4].** Противоположную точку зрения на происхождение Северо-Муйской глыбы имеет Ю.А. Зорин с соавторами **[5]**. Они считают, что глыба представляет собой комплекс неопротерозойских островодужных образований, которые впоследствии были перекрыты венд-кембрийскими шельфовыми отложениями. В пользу этого утверждения говорят исследования Н.В. Дмитриевой с соавторами **[6].** Они установили, что источниками сноса неопротерозойских тулуинской и усть-келянской свит послужили породы островодужных магматических ассоциаций не древнее 1 млрд лет.

В рамках решения проблемы происхождения Северо-Муйской глыбы были изучены породы завершающего этапа эволюции этого блока как самостоятельной единицы: шельфовые венд-кембрийские отложения мамаканской и янгудской свит. Методом C- и Sr-изотопной стратиграфии для карбонатных пород янгудской свиты был установлен временной интервал формирования этих отложений. U-Pb датирование обломочных цирконов из песчаников мамаканской свиты позволило определить возраст пород источников сноса.

Обломочные цирконы, выделенные из пробы полимиктового песчаника верхней части мамаканской свиты (МУ14-01), представлены преимущественно прозрачными или слабоокрашенными светло-коричневыми зернами, с сохранившимися в той или иной мере удлиненно-призматическими очертаниями. Структурные особенности внутреннего строения этих цирконов на основе их изучения в катодолюминесцентном излучении, где отчетливо проявляется осцилляторная зональность, указывают на их магматическую природу. Для некоторых зерен характерно наличие незональных участков или криволинейных извилистых зон, что может быть признаком их метаморфической переработки. Все детритовые цирконы имеют неопротерозойский возраст, конкордатные значения возраста варьируются в диапазоне от 915 до 630 млн лет. Доминирующей является популяция цирконов с возрастом 800–780 млн лет. Среди этих цирконов преобладают субидиоморфные кристаллы, прозрачные бесцветные или светло-коричневые зерна призматической формы. Минимальный возраст цирконов из песчаников мамаканской свиты составляет 630 млн лет (два зерна: 629±6 и 631±5 млн лет). Распределение возраста изученных цирконов имеет дискретный характер. Наибольшая магматическая активность протекала в пределах питающей провинции в интервале 770–850 млн лет, собственно пик активности приходится на интервал 780–800 млн лет с максимумом значений на 786 млн лет (более 50 зерен). Второй менее значительный эпизод тектономагматической активности прослеживается в интервале 630–650 млн лет и судя по структурным особенностям внутреннего строения цирконов из этой популяции имеет метаморфическую природу.

Терригенные отложения мамаканской свиты представлены крупнообломочными породами и песчаниками. Обломки хорошо окатаны, равномерно-зернисты и представлены в основном обломками кварца, что говорит о зрелости осадка. Эти структурные особенности указывают на длительную транспортировку обломочного материала в пассивных тектонических обста-

новках при устойчивом воздымании суши и значительной площади водосборной области. Таким образом, акцессорные цирконы из этих отложений будут отражать возраст пород источников сноса с большой территории в пределах тектонического блока, где происходило осадконакопление терригенных пород мамаканской свиты.

Распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников мамаканской свиты от 915 до 630 млн лет с монопиком на 800–780 млн лет подобно таковому в гнейсогранитах илеирского комплекса в пределах Северо-Муйской глыбы с возрастом 786 млн лет **[7].** Менее выражены источники сноса с возрастом 807–816 млн лет (8 зерен), что в пределах ошибки сопоставимо с гранитами муйского комплекса (815 млн лет **[2]**). Популяция цирконов с возрастом 822–837 млн лет (10 зерен) вполне могла поступать в осадок в результате разрушения дацитов и риолитов усть-келянской (буровская свита), кедровской и дельтукской серий Анамакит-Муйской зоны, возраст которых определен в интервале 825–830 млн лет **[2].** Источников сноса магматического или метаморфического происхождения древнее 830 млн лет в пределах Северо-Муйской глыбы не выявлено, но в неопротерозойских осадочных комплексах этого тектонического блока также присутствуют детритовые цирконы возрастом 850–900 млн лет **[2, 4, 6],** как и в песчаниках мамаканской свиты. Это свидетельствует о существовании в пределах этого блока магматических или метаморфических пород, образованных в этом временном интервале, но в настоящий момент или эродированных, или не выведенных на дневную поверхность.

Популяция цирконов с возрастом 630–650 млн лет (6 зерен) не имеет четкой внутренней структуры и, возможно, имеет метаморфическую природу. Это суждение хорошо согласуется с выводами, полученными В.С. Шацким с соавторами **[4]** при изучении генезиса вендских эклогитов в пределах Северо-Муйской глыбы. Полученные в этих работах изотопные данные свидетельствуют о неопротерозойском этапе континентальной коллизии в Байкало-Муйском поясе, а эклогит-гнейсовый комплекс Северо-Муйской глыбы маркирует палеозону континентальной субдукции, с которой были сопряжены метаморфические процессы.

Цирконы с возрастом древнее 915 млн лет в изученных песчаниках мамаканской свиты отсутствуют. Учитывая данные изотопного состава Sm и Nd пород источников сноса **[2–4]** этих терригенных отложений, можно заключить, что в неопротерозое источниками сноса для них являлись породы архейской континентальной коры, претерпевшие ремобилизацию в неопротерозое. Это позволяет считать, что накопление изученных венд-кембрийских отложений мамаканской и вышележащей янгудской свиты происходило в пределах шельфа Северо-Муйского континентального блока. При этом осадконакопление отложений мамаканской свиты происходило в бассейне вне связи с шельфом Сибирской платформы ввиду отсутствия типоморфной популяции цирконов с возрастом 1.8 млрд лет и древнее. К такому же выводу в своих исследованиях приходят В.В. Ярмолюк с соавторами **[3]** при изучении Sm-Nd изотопных характеристик разновозрастных пород складчатых областей Центральной Азии, в том числе Анамакит-Муйской зоны.

Изотопный состав стронция изучался в четырех удаленных разрезах. Основание свиты представлено в разрезе по левому притоку р. Каалу и по ключу Золотой, где наблюдается постепенный переход от терригенных пород мамаканской свиты через переходные разности к карбонатным отложениям янгудской свиты. Для них характерны самые низкие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70814–0.70824. Выше по разрезу происходит рост этого значения до 0.70879, причем это прослеживается и в двух других разрезах: по кл. Адян-Келянский и р. Каалу. Достигнув наибольшего значения, изотопный состав стронция, понижаясь, варьируется от 0.70852 до 0.70866. Таким образом, прослеживается тенденция общего увеличения значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.70814 до 0.70879, со снижением в верхней части разреза. Изучение изотопного состава углерода показало, что значение $\delta^{13}C$ варьируется от –0.4 до +1.9 ‰, в среднем составляет +0.5 ‰. Сопоставление полученных изотопных данных с таковыми в типовых разрезах позднего докембрия и раннего палеозоя позволило установить, что карбонатные породы янгудской свиты накапливались в открытоморском мелководном бассейне в кембрии в ограниченном временном интервале 525–520 млн лет.

В пределах юга Сибирской платформы биостратиграфическое, геохронологическое и хемостратиграфическое обоснование возраста имеют несколько стратиграфических подразделений венда и кембрия. Это отложения байкальской, верхнеленской и оселковой серий и усатовской свиты. Корреляция отложений этих свит и янгудской свиты показала, что в момент накопления карбонатных отложений янгудской свиты в пределах шельфа Сибирской платформы протекала терригенная или эвапоритовая седиментация. Обстановок, благоприятных для шельфового карбонатонакопления в раннем кембрии в ее пределах, не возникало. Таким образом,

седиментация карбонатных отложений янгудской свиты проходила в пределах Северо-Муйской глыбы в кембрии (525–520 млн лет) вне связи с осадочными бассейнами Сибирской платформы.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 16-17-10076).

[1] *Грудинин М.И., Мазукабзов А.М., Демин И.А.* Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Средневитимская горная область) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2002. Т. 77, вып. 4. С. 77–86.

[2] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

[3] *Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К. и др.* Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.

[4] *Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. et al.* Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): Constraints from zircon U–Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. 2015. V. 261. P. 1–11.

[5] *Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г. и др.* Механизм развития системы островная дуга – задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 3. С. 209–226.

[6] *Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Буслов М.М. и др.* Позднедокембрийские терригенные породы Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса: геохимия и данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1164–1176.

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

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 172–173

ЭВОЛЮЦИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНА КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «КАТОКА» (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

О.В. Лунина[1], А.С. Гладков[1], Е.В. Скляров[1], М.А. Карпенко[2], Д.П. Гладкочуб[1], Д.А. Кошкарев[1], Ф. Жоао[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru
[2] Луанда, Ангола, ГРО «КАТОКА», Департамент геологии, m.a.k68@mail.ru

Изучение эволюции напряженного состояния земной коры является принципиально важным для выделения этапов становления, активизации и развития разломов, вмещающих месторождения полезных ископаемых, в том числе алмазов. Подобная задача решается в рамках сотрудничества между ГРО «КАТОКА», занимающейся алмазодобычей, и Институтом земной коры СО РАН. Необходимо расшифровать структурные признаки особенностей локализации кимберлитовых тел и дать рекомендации по безопасности ведения горных работ. В апреле 2017 г. на карьере «КАТОКА», расположенном на северо-востоке Анголы в пределах докембрийского кратона Конго, авторами были собраны уникальные геолого-структурные данные, в том числе по смещениям маркеров, шарнирам складок и длинным осям будин, дайкам гранитов различных фаз внедрения и кимберлитов, а также по трещинам со штрихами скольжения. Тектонофизический анализ линейно ориентированных структур и реконструкции напряженного состояния земной коры, выполненные с помощью программы Win-Tensor, version 5.8.6 **[2]**, отдельно для вмещающих гнейсов и амфиболитов, а также кимберлитов, позволили наметить шесть основных этапов эволюции напряженного состояния земной коры района кимберлитовой трубки «КАТОКА». Ниже они приводятся в порядке их проявления от древнего к более молодому возрасту.

1. СЗ растяжение с горизонтальным и реже наклонным положением оси растяжения по отношению к горизонту. Этот этап предполагается по наличию в гнейсах даек гранитов северо-восточного направления (с главными пиками 30–40°, 40–50° и 70–80°), падающих под углом от 50 до 85° и зачастую смещенных по взбросам аналогичного СВ простирания.

2. СЗ сжатие. По анализу штрихов скольжения по плоскостям трещин определяется режим деформирования земной коры как чистое сжатие в усредненном направлении 310°. Этот этап проявляется только во вмещающих горных породах предположительно архейского возраста и подтверждается наличием взбросовых смещений маркеров по разрывам с простиранием 60–70°. Взбросы с максимально зарегистрированными амплитудами 1.35 и 1.50 м по разрывам 150°∠67° и 335°∠70° в серых гнейсах смещают дайки гранитов с аз. пад. 345°∠65° и 300°∠55°. Некоторые взбросы подобной геометрии секут гнейсовидность и древние зоны течения. В пользу существования этапа СЗ сжатия свидетельствуют также пологие и наклонные дайки, реконструкция напряженного состояния по которым показывает режим всестороннего субгоризонтального сжатия в направлениях 208°∠28° (σ_1 – ось сжатия) и 117°∠2° (σ_2 – промежуточная). В этом поле напряжений также сформировались складки, шарниры которых простираются на 30–60°. Если говорить о возрасте и источнике СЗ сжатия, то его можно предположительно ассоциировать с континентальной коллизией между кратонами Конго и Калахари, завершившейся 530 млн лет назад **[3]**. В результате образовались Дамарский, Луфилианский и Замбийский орогенные пояса, составляющие единую горную систему СВ простирания. Это событие пришлось на последнюю стадию косой коллизии между Восточной и Западной Гондваной, начавшейся около 650 млн лет назад в неопротерозое с северо-востока Африканского континента и сформировавшей к периоду 525–510 млн лет с его восточной стороны горную цепь длиной более 8000 км и шириной более 1000 км **[4]**.

3. СЗ растяжение. Этот этап наиболее четко проявлен в гнейсах по штрихам скольжения и отсутствует в кимберлитах. Согласно коэффициенту R=0.23, определяющему форму эллип-

соида напряжений, режим деформирования определяется как радиальное растяжение, но близкое к чистому растяжению (R=0.25–0.75) в направлении 331°. В пользу существования данного этапа как самостоятельного, отличного от первого, свидетельствует сбросовая подвижка 0.7 м по трещине, приуроченной к дайке аплита, с аз. пад. 310°∠63°. Смещается прожилок гранита мощностью 2–3 см, рассекающий поперек и гнейсовидность, и дайку. Наиболее вероятно, что возникновение этого поля напряжений привело к активизации глубинных разломов «коридора Лукапа», который, согласно работе **[1]**, в верхнем палеозое развивался в условиях растяжения земной коры как внутриплатформенный авлакоген, имевший морфологию грабена. Очевидно, к концу данного этапа земная кора уже была достаточно подготовлена для внедрения кимберлитовой магмы, но верхняя ее часть недостаточно проницаема.

4. СЗ растяжение (σ_3 – 312°∠4°) и СВ сжатие ($\sigma 1$ – 222°∠7°). Режим деформирования определяется как сдвиговый. Данный этап реконструируется в гнейсах по штрихам скольжения. Во время него активизировались преимущественно разрывы ВСВ направления, расположенные в пределах «коридора Лукапа». Движения по ним окончательно ослабили земную кору. Мы предполагаем, что в трещины, образовавшиеся на этом или предыдущем этапе, внедрились дайки кимберлитов мощностью первые десятки сантиметров, найденные в карьере «КАТОКА». Очевидно, это были первые кимберлитовые интрузии раннемелового возраста по аналогии с указанным в работе **[1]** возрастом трубки «КАТОКА», за которым последовало становление основного кимберлитового тела. Сразу после интрудирования земной коры могла произойти смена ее напряженного состояния, вследствие чего «следов» существования данного сдвигового поля напряжений в кимберлитах практически не наблюдается.

5. СВ сжатие хорошо проявлено в кимберлитах, где по трещинам со штрихами скольжения реконструируется значимое решение. Усредненное склонение оси сжатия σ_1 – 33°∠16°, но местами отмечается значительный разворот на восток, что связано, очевидно, с локальными вариациями поля напряжений. Существование данного этапа в постраннемеловое время подтверждается взбросами, простирающимися на 290–300°, и складками в кимберлитах, оси которых склоняются на 290–310°. Его возраст хорошо согласуется с представлениями В.Н. Зинченко **[1]**, который отмечает, что в посткимберлитовое время (K_2–N) произошла инверсия авлакогена с движениями по разломам, поперечным древним структурам. В результате на СВ фланге «коридора Лукапа» к началу кайнозойской эры (KZ) сформировалось высокое плато с пологим рельефом и отметками более 1000 м.

6. ССВ растяжение. Согласно коэффициенту R=0.19, определяющему форму эллипсоида напряжений, режим деформирования определяется как радиальное растяжение со склонением σ_1=205°∠5° и σ_2=298°∠34°. Следы смещений, связанные с данным этапом, присутствуют во всех разновидностях кимберлитов. С ним связано формирование листрических сбросов с аз. пад. 225°∠25°, смещающих взбросы с аз. пад. 200°∠60°, сформированные в кимберлитовых туфобрекчиях на предыдущем этапе развития земной коры, а также сбросовой зоны интенсивной трещиноватости, дробления и рассланцевания с аз. пад. 5°∠65°, мощностью около 8 м, маркирующей контакт между серо-зелеными массивными кимберлитами и кимберлитовыми туфобрекчиями кирпичного цвета.

Таким образом, по имеющимся на настоящий момент геолого-структурным данным, собранным в пределах трубки «КАТОКА», выделяется шесть основных этапов в развитии земной коры рассматриваемого района. Необходимо дальнейшее детальное изучение разрывной тектоники для улучшения результатов реконструкций и доказательной базы существования выделенных этапов.

[1] *Зинченко В.Н.* Месторождения алмазов и кимберлитов северо-востока Анголы: Дис. … докт.-геол. мин. наук. СПб., 2015. 314 с.

[2] *Delvaux D.* Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters // Geophysical Research Abstracts. 2012. V. 14. EGU2012-5899.

[3] *John T., Schenk V., Mezge K., Tembo F.* Timing and PT evolution of whiteschist metamorphism in the Lufilian Arc–Zambezi Belt Orogen (Zambia): Implications for the Assembly of Gondwana // Journal of Geology. 2004. V. 112. P. 71–90.

[4] *Squire R.J., Campbell Y.H., Allen C.M., Wilson C.J.L.* Did the Transgondwanan Supermountain trigger the explosive radiation of animals on Earth? // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 250. P. 116–133.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 174–175

КОЛЛИЗИОННЫЙ ШОВ СИСТЕМЫ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

А.М. Мазукабзов[1], В.С. Федоровский[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Москва, Геологический институт РАН

Один из главных компонентов системы кратон – террейн, локализованный в Западном Прибайкалье, – коллизионный шов, разделяющий эти крупные структуры. Он свидетельствует о прямом взаимодействии кратона и террейна. Шов прослежен от устья р. Бугульдейки на юго-западе до мыса Калтыгей на северо-востоке (и в том, и в другом случае его продолжение скрыто акваторией Байкала). Непрерывная протяженность шва на суше – 150 км, его ширина в плане – 1 км. Контрастно выражена линейная форма коллизионного шва. Он отчетливо распознается на аэро- и космических снимках любого масштаба. На первых порах казалось, что такая морфология связана с линейной формой молодого (кайнозойского) Приморского разлома, который совпадает с зоной раннепалеозойского коллизионного шва. Однако выяснилось, что и без этого фактора более древний линеамент характеризуется отчетливо выраженной прямолинейной конфигурацией.

В строении коллизионного шва участвуют породы Сибирского кратона и Ольхонского террейна. И те, и другие переработаны процессами, сопровождавшими столкновение. Кратон с его относительно глубинными образованиями (метаморфиты и граниты), перекрытыми породами осадочного чехла, в зоне контакта с террейном соприкасается с пестрыми по составу комплексами, измененными в условиях средней и нижней коры. Системные наблюдения показывают, что примерно две трети площади шва на земной поверхности приходится на долю сильно измененных пород кратона, среди которых преобладают очковые бластомилониты по раннедокембрийским гранитам. По мере удаления от шва в глубь кратона деформации, связанные с коллизией, затухают. С этими же событиями связаны складчатые деформации платформенного чехла с вергенцией осевых поверхностей на северо-запад. Со стороны террейна результаты коллизионного взаимодействия менее выразительны, так как породные комплексы, охваченные метаморфизмом, деформировались пластически в условиях тектонического течения. Здесь распространены тесно сжатые складчатые формы с осевыми поверхностями, которые корреспондируются с генеральным направлением самого шва. Естественно, и здесь отмечаются ультрабластомилониты и очковые бластомилониты.

Для пород кратонной части коллизионного шва характерны устойчивая сланцеватость, динамометаморфическая сегрегационная полосчатость, выраженная чередованием полос и линз лейкократового (существенно кварц-полевошпатового) и меланократового (преимущественно кварц-амфибол-биотитового) материала. В результате этих процессов первичные породы превратились в совершено новые, динамометаморфические образования с иными структурно-текстурными характеристиками. Для коллизионного шва характерна однообразная плоскостная текстура с падением на юго-восток под углами от 45 до 90°. Основной механизм формирования этой текстуры имел место в режиме сдвигового течения, которое осуществлялось в твердом состоянии в условиях высокобарического анизотропного поля напряжений. Судя по ориентировке минеральной линейности, наблюдаемой в разных типах тектонитов, на заключительных этапах развития коллизионного шва тектонический транспорт вещества реализовался в режиме левосторонних взбросо-сдвиговых смещений.

В террейновой части коллизионного шва вдоль его границы с кратоном трассируется полоса шириной до 2 км, в которой намечаются внешняя и внутренняя зоны. Внешняя, прилегающая к кратону, распознается по ряду признаков, отражающих интенсивное динамическое воздействие (сильная уплощенность и растянутость минеральных ассоциаций), а внутренняя граница оказывается расплывчатой и идентифицируется неуверенно. В итоге можно видеть при-

жатый к жесткому кратону пакет тесно сжатых тектонических пластин с субвертикальной ориентировкой. Они несут признаки ранних структурных преобразований, отвечающих геодинамике поздних этапов фронтальной и косой коллизии, завершившей столкновение.

Интересна находка пока единственной дайки базитов, прорывающих под косым углом сланцеватость бластомилонитов коллизионного шва. Ее непрерывная протяженность в коренных выходах около 2 км с мощностью 1–5 м. Чрезвычайно важным представляется получение U-Pb возраста по цирконам из пород этой дайки. Результаты, которые будут получены, смогут внести существенные коррективы в определение верхнего возрастного предела коллизионного шва. Значения, полученные ранее Ar-Ar методом, отражают не столько геологические события, сколько термальную историю, не запечатленную в собственно геологической летописи.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 176–178

ТОНТИНСКИЙ МРАМОРНЫЙ МЕЛАНЖ (БАЙКАЛ, ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, ПЛАТО ТОНТА)

А.М. Мазукабзов[1], В.С. Федоровский[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Москва, Геологический институт РАН

Специфическая черта раннепалеозойской коллизионной композиции Ольхонского террейна в Западном Прибайкалье – широкое развитие механических смесей различных типов. Это габбро-гранитный и габбро-сиенитовый магматический минглинг, сиенит-карбонатный минглинг, синметаморфический мраморный меланж. Последний получил особенно широкое распространение в районе плато Тонта, в зоне гранулитовой фации метаморфизма и в непосредственной близости от главного коллизионного шва, отделяющего Сибирский кратон от Ольхонского террейна. Если в других местах проявления мраморного меланжа носят локальный характер, то на плато Тонта эти образования на поверхности представлены в необычных для региона масштабах. Площадь сплошного распространения коренных выходов этих пород составляет здесь около 10 км^2.

По составу матрикса меланж мраморный, по составу включений он полимиктовый, по размеру включений ограничений не найдено. Обычны обломки следующих размеров: первые сантиметры, метры и сотни метров в диаметре. Состав обломков очень пестрый, но вместе с тем никаких экзотических для региона пород в составе включений нет. Меланж великолепно обнажен и представляет собой контрастное и красочное зрелище, если рассматривать его с соседних вершин или на космических и аэрофотоснимках сверхвысокого разрешения. Контакты меланжа с породами силикатного состава чрезвычайно причудливые, и поначалу это производит впечатление какого-то хаоса. Детальное картирование границ меланжа, его внутренней структуры и структуры вмещающей рамы обнаруживает, однако, определенный порядок в таких нагромождениях. Это позволяет наметить основные этапы меланжирования и приблизиться к пониманию причин, определивших импульсы этого процесса.

Самые ранние этапы деформаций в регионе, а также в районе плато Тонта носят покровный характер. Вероятно, первые из них были реализованы еще до коллизии террейна и кратона; они отражают эпизоды столкновений субтеррейнов и микротеррейнов между собой, а затем формирования композитного Ольхонского террейна и его причаливания к кратону. В результате уже на ранних этапах коллизии возникли пакеты тектонически наслоенных покровных пластин различного состава, которые и вошли во взаимодействие с основным индентором системы – Сибирским кратоном. В строении таких пакетов принимали участие и пластины, образованные мраморами. Однако прямых данных, которые могли бы свидетельствовать о том, что мраморные меланжи возникали во время формирования композитного Ольхонского террейна, но до его столкновения с кратоном, нет. По-видимому, наиболее активное меланжирование сопровождало эпизоды фронтального взаимодействия кратона и террейна.

Для таких интервалов времени характерны два основных вида деформаций. Это, во-первых, выдвижение покровных пластин (чешуй), их наползание друг на друга, а в непосредственной близости от кратона (это – главный индентор) – разворот пластин в субвертикальную позицию. Во-вторых, в это же время мощно проявлены и складчатые деформации. Они разнообразны, но преобладают структуры тектонического течения и свойственные им колчановидные складки (sheath folds). Карбонатные породы, роль которых в строении метаморфических комплексов региона весьма значительна, обладают вместе с тем аномально низкой вязкостью, что и определяет большие масштабы процесса меланжирования.

В докладе рассматриваются проявления мраморного меланжа, локализованные в теле Ольхонского террейна и вдоль его границы с кратоном, в непосредственном контакте с коллизионным швом системы. В истории формирования мраморного меланжа этой площади можно

выделить два этапа. Первый из них сопровождается появлением мелко- и крупноблокового меланжа, но сами границы тел такого меланжа или не выходят за рамки тех горизонтов мраморов, которые дали импульс меланжированию, или отражают незначительные амплитуды перемещений мраморных протрузий. Второй этап отличается тем, что меланж выходит за границы изначальных горизонтов мраморов. Он начинает блуждать по «разрезу», протрузивно прорывает любые предшествующие структурные конструкции, нередко включает очень крупные блоки пород силикатного состава. Интересно отметить, что меланж второго этапа картируется как поздняя покровная структура и можно видеть, что тела позднего меланжа несогласно перекрывают линейные тектонические конструкции, в строении которых участвуют горизонты раннего меланжа. По своей морфологии тела поздних меланжей можно рассматривать как выжатые покровы. По-видимому, их субгоризонтальная позиция обеспечивалась подошвой вышележащего надвига каких-то пластин силикатного состава. Реальных доказательств такой интерпретации пока нет, и вполне возможны иные варианты, но сама по себе субгоризонтальная позиция тел поздних мраморных меланжей достаточно очевидна, и это яркая особенность именно территории плато Тонта.

Интересная особенность этой территории – конфигурация жил синметаморфических гранитов. Они развиты здесь весьма широко и формируют три группы тел. Одни, наиболее ранние, составляют мощные и протяженные жилы прямолинейных очертаний; они параллельны сланцеватости, развитой во вмещающих метаморфических породах, образующих пакеты ранних складок покровного генезиса. Более поздние (но тоже синметаморфические) граниты развиты очень широко и обнаруживают прямую связь с выжатыми покровами поздних мраморных меланжей. Тела таких гранитов занимают субгоризонтальную и слабонаклонную позицию. Они участвуют в строении покровов поздних мраморных меланжей и согласованы с ориентировкой сланцеватости, присущей этим образованиям. Экзотическая черта поздних гранитов – в центре плато Тонта они (вместе с мраморными меланжами) участвуют в строении своеобразных кольцевых структур куполообразной или блюдцеобразной морфологии. Никаких признаков купольной тектоники здесь, между тем, нет. Мы связываем возникновение подобных структур с развитием самого мраморного меланжа. Возможно, нагнетание такого вещества в одних участках и, наоборот, отток его в других могли быть причиной незначительных по амплитуде деформаций субгоризонтально залегающих пакетов мраморных меланжей и гранитов поздних покровов и обеспечить появление кольцевых структур, контрастно выраженных в современном рельефе. Третья группа тел гранитов связана с реализацией косой коллизии и сопровождавшего ее сдвигового тектогенеза. Это наиболее поздние синметаморфические граниты; они широко распространены в регионе и образуют серии крутоориентированных крупных жил.

Примечательная черта мраморного меланжа второго типа – он сопровождается значительными по масштабам проявлениями жильного кварца. Его обширные поля – непременный компонент ландшафта плато Тонта. Детальное картирование обнаруживает точно такое же, как у мраморных меланжей, субгоризонтальное положение скоплений бесчисленных кварцевых жил: они просто повторяют, дублируют верхнюю топологическую границу позднего меланжа. Конечно, такая позиция жил кварца не может быть случайной. Материал позволяет предположить, что и субгоризонтальная форма тел позднего меланжа, и субгоризонтальная позиция жил кварца могут быть связаны с присутствием здесь пластин покровного типа, выжатых в район плато Тонта откуда-то «сбоку». Хотя окончательное решение этой проблемы пока не найдено, намеки такого рода имеются. В северо-восточной части плато Тонта обнаружено большое поле гранитов, составляющих надвиговую пластину. По краям этой пластины многочисленны сплошные выходы жильного кварца – точно такие же, как и те, что окружают выходы мраморного меланжа. Суммируя все данные, можно построить такой вертикальный разрез: пластичные мраморы выжимаются из начальных пластов, протрудируют вверх, упираются в подошву подоспевшего сюда «жесткого» покрова гранитов и «растекаются» вдоль этой подошвы в форме субгоризонтальной протрузии. Разумеется, такая модель будет оставаться умозрительной до тех пор, пока не будет найден ответ на вопрос – откуда прибыл сюда этот странный покров гранитов? Шанс найти такое решение есть. В непосредственной близости от плато Тонта (зона Черноруд), к югу от него, располагается узкий и протяженный хребет Томота (одноименная зона региональной системы). Широкое развитие здесь получили мигматиты, гнейсы и граниты. Пикантное свойство той части зоны Томота, которая примыкает к плато Тонта, – мощное развитие тектонических покровов, установленное нами ранее. Здесь закартированы 24 покровных пластины. Направление их транспорта – северо-восток, шарниры складок полого погружаются в юго-западном направлении. Меланжевые покровы плато Тонта расположены практически

рядом (их отделяет всего 500–800 м). Направление транспорта тонтинских покровов – северо-запад. Оба события близки по возрасту, но не одновременны, а причина изменения векторов транспорта пока туманна. Работа будет продолжена.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 179–180

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (УДЖИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ И СЕВЕРНЫЙ СКЛОН АНАБАРСКОГО ЩИТА)

С.В. Малышев[1], А.К. Худолей[1], С.Э. Дюфрейн[2], А.М. Пасенко[3]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, s.malyshev@spbu.ru
[2] Эдмонтон, Альберта, Канада, Университет Эдмонтона, dufrane@ualberta.ca
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, pasenkoal@ya.ru

Уджинская структура представляет собой линейно вытянутый в меридиональном направлении палеорифт, который располагается между Оленекским поднятием и Анабарским щитом. В пределах Уджинского палеорифта выходят на поверхность докембрийские комплексы, которые окружены осадочными образованиями фанерозоя. Вулканогенно-осадочный разрез р. Уджи представлен четырьмя свитами: глинисто-карбонатными с прослоями туфов улахан-курунгской и унгоахтахской, карбонатной хапчанырской и терригенной уджинской. Возрастной интервал накопления данной части разреза оценивается от 1300 до 840 млн лет по K-Ar и Ar-Ar датировкам прорывающих основных интрузий и межрегиональной корреляции строматолитовых форм **[1, 2]**. В настоящей работе мы представляем результаты датирования обломочных цирконов из уджинских песчаников, а также грубозернистых песчаников нижнего кембрия. Уджинская свита в базальной части представлена гравелитами, а выше по разрезу – переслаивающимися аргиллитами и песчаниками. Возраст уджинской свиты дисскуссионен. Традиционно он оценивается в 820–890 млн лет **[3]**, и палеомагнитные направления также указывают на неопротерозойский возраст. На докембрийских отложениях с угловым несогласием залегает кембрийский чабурский горизонт, нижняя часть которого представлена гравелитами и песчаниками, которые сменяются карбонатами выше по разрезу. Возраст данной толщи оценен по органогенным находкам кембрийских форм в верхних частях горизонта **[4]**. Кроме того, нами были изучены красноцветные песчаники, перекрывающие кристаллический фундамент в скважине Костроминская-1 и коррелируемые с мезопротерозойской мукунской серией северного склона Анабарского щита.

Из уджинской свиты, чабурского горизонта, а также из скважины Костроминская-1 нами было отобрано три образца среднекрупнозернистых песчаников, преимущественно аркозового состава, из которых были выделены обломочные цирконы. U-Pb датирование производилось в университете Эдмонтона (Канада) методом ICP-MS с лазерной абляцией. Рассматриваются только цирконы, возраст которых характеризуется дискордантностью менее 10 %. Число таких зерен в каждом образце варьируется от 102 до 128. Возраст моложе 1000 млн лет рассчитывался по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, а древнее 1000 млн лет – по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$.

В образце из уджинской свиты выделяется две популяции цирконов с пиками в 2700 млн лет (91 % зерен) и 1900 млн лет (9 % зерен). В образце из чабурского горизонта распределение значений возраста обломочных цирконов гораздо более разнообразное. Так же, как и в уджинской свите, выделяется два пика – архейский и палеопротерозойский со значениями 2700 и 1950 млн лет (24 % и 42 % общей популяции, соответственно). Кроме того, отчетливо выделяется кембрийский пик 520 млн лет (25 % зерен). Среди остальных цирконов преобладают зерна неопротерозойского возраста с двумя отчетливыми максимумами 690 и 910 млн лет и единичные зерна с мезопротерозойским возрастом 1095 и 1385 млн лет.

В образце из скважины Костроминская-1 с восточного склона Анабарского щита большая часть зерен представляет собой популяцию с пиком в 1984 млн лет. Единичные зерна, не вошедшие в данную популяцию, имеют архейский возраст, а самое молодое зерно имеет возраст 1673 млн лет.

Учитывая незрелый состав песчаников, авторы предполагают, что они подверглись лишь незначительной транспортировке и их источники сноса имеют местное происхождение. Полу-

ченные результаты позволяют сделать предварительные выводы, которые в дальнейшем могут быть использованы для палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

1. Источники сноса для уджинской свиты были преимущественно архейского возраста, что указывает на соответствующий возраст фундамента Сибирской платформы в районе Уджинского поднятия.

2. Источники сноса для обломочных пород, накапливавшихся на севере Анабарского щита, имеют преимущественно палеопротерозойский возраст, что в целом подтверждает современные представления об областях сноса в данном районе **[5]**. Различие в распределениях возраста обломочных цирконов для уджинской свиты и аналогов мукунской серии из скважины Костроминская-1 указывает на то, что области сноса в рифее для Уджинского и Анабарского бассейна были локальными.

3. Возраст чабурского горизонта не может быть древнее 520 млн лет (самый молодой максимум возраста обломочных цирконов), что несколько моложе, чем считалось ранее.

4. Наличие обломочных цирконов со значениями возраста в интервале от 1385 до 900 млн лет в песчаниках чабурского горизонта и их отсутствие в уджинской свите указывают на появление в позднем неопротерозое новых, ранее неизвестных источников сноса **[5, 6]**.

Исследование проводилось при поддержке гранта президента (МК 739-2017).

[1] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М. Юдин Д.С., Корнилова Т.А.* Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // ДАН. 2009. Т. 425, № 5. С. 642–648.

[2] *Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.

[3] *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

[4] *Кембрий Сибири* / А.Ю. Розанов, Л.Н. Репина, М.К. Апполонов и др. Новосибирск: Наука. СО, 1992. 135 с.

[5] *Khudoley A.K, Chamberlain K.R., Ershova V.B., Sears J.W., Prokopiev A.V., MacLean J., Kazakova G.G., Malyshev S.V., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E.L., Veselovskiy R., Li A., Chipley D.* Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian craton // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 78–94.

[6] *Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Молчанов А.В.* Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений восточного склона Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 3. С. 13–29.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 181–182

МИКРОБИАЛЬНЫЕ ТЕКСТУРЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В.В. Марусин, Б.Б. Кочнев

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
MarusinVV@ipgg.sbras.ru

Лопатинская свита чингасанской серии, сложенная красноцветными песчаниками и алевролитами и с угловым несогласием залегающая на метаморфизованных отложениях рифея, традиционно рассматривается как комплекс преимущественно континентальных отложений, отвечающих начальному этапу заполнения Тейско-Чапского прогиба **[5]**. Возраст отложений чингасанской серии, согласно имеющимся датировкам, составляет около 700–750 млн лет **[3, 4]**. Однако в 2013 г. нашими коллегами было высказано предположение о гораздо более молодом, как минимум поздневендском (немакит-далдынском), возрасте лопатинской свиты на основании находок в ее стратотипе (левый берег р. Тея, в 6 км выше поселка Тея) специфических микробиальных текстур Arumberia, а также количественно-представительных ихнофоссилий, в том числе и Treptichnus pedum **[1]**. Уровень первого появления этого ихнотаксона в настоящее время маркирует основание кембрия (подошва фортунского яруса) в Международной стратиграфической шкале **[7]**. Такое предположение о более молодом возрасте базальных слоев чингасанской серии требует как ревизии принятых в настоящее время для западных и юго-западных районов Сибирской платформы стратиграфических схем, так и коренного пересмотра всей рифей-раннекембрийской геологической истории развития региона в целом.

Проведенное нами летом 2017 г. изучение этого разреза позволяет внести некоторую ясность в данный вопрос. В стратотипическом разрезе нижней части лопатинской свиты, мощностью около 60 м, на интенсивно дислоцированных сланцах погорюйской свиты после 3 м слоя базальных конгломератов наблюдается чередование красноцветных песчаников и алевролитов с мощностью отдельных слоев от первых сантиметров до 1.5–2.0 м. Ряд признаков, таких как незакономерно меняющаяся мощность слоев песчаника и алевролита, поперечные срезы каналов русел, пологая однонаправленная косая и вытянуто-бугорчатая слоистость, скопления плоской гальки алевролитов, многочисленные трещины синерезиса, различные текстуры деформации нелитифицированного осадка, интенсивное красное окрашивание окислами и гидроокислами Fe, указывают на формирование рассматриваемых отложений в условиях активной потоковой гидродинамики, большого количества поступающего обломочного осадка и периодического осушения бассейна. Наиболее вероятно, что нижняя часть лопатинской свиты была сформирована в пределах дистальной аллювиальной системы либо дельтовой равнины.

Микробиально-индуцированные осадочные текстуры (microbially induced sedimentary structures, MISS) приурочены в основном к пакетам тонкого переслаивания песчаников и алевроаргиллитов и наблюдаются на границах слоев песчаного и глинистого осадка. На поверхностях напластования встречаются шагреневые поверхности (отпечатки микробиального мата), отдельные простые округлые отпечатки (слепки микробиальных колоний), серии параллельных, иногда ветвящихся морщин, выделяемые в качестве морфотипа Arumberia, а также вытянутые, иногда сегментированные морщины и складки, по морфологии часто напоминающие ихнофоссилии. Тем не менее против интерпретации этих образований в качестве следов жизнедеятельности указывают следующие признаки: 1) меняющийся, иногда в несколько раз, диаметр «норы» в пределах одного экземпляра; 2) отсутствие четких морфотипов и наличие различных переходных форм (прямых, изгибающихся, меандрирующих, беспорядочно-ветвящихся, кольцевидных) на одном экземпляре; 3) выдержанность горизонтального «следа» при прослеживании его в глубь слоя. Наблюдаемые признаки свидетельствуют о том, что данные текстуры скорее представляют собой заполненные вмещающим либо подстилающим осадком си-

стемы трещин или являются результатом деформации ранее скрепленного микробным матом обводненного осадка при его последующем быстром захоронении, на что также указывает широкое распространение совместно с ними разнообразных MISS-текстур.

Находки в лопатинской свите микробиально-индуцированных осадочных текстур Arumberia, которые широко представлены в вендской и фанерозойской ископаемой летописи в обстановках с периодическим осушением, также не могут являться показателями возраста вмещающих отложений, поскольку они задокументированы в том числе и в рифейских отложениях как минимум с уровня 1 млрд лет **[2, 8]**. Обнаружение морфологически идентичных текстур на микробиальных матах в современных приливно-отливных отложениях (Геранд, Франция) и результаты их предварительного изучения позволяют предположить, что формирование текстур типа Arumberia может являться следствием реакции микробных сообществ на стрессовые условия среды **[9]**.

Таким образом, осадочные текстуры микробиального происхождения в отложениях лопатинской свиты не являются следами жизнедеятельности животных и, следовательно, не могут служить аргументом для омоложения возрастных оценок вмещающих толщ. Несомненно поздневендские остатки, представленные мелкораковинными окаменелостями, встречены лишь в доломитах низов лебяжинской свиты и отделены от лопатинской свиты крупными осадочными системами чингасанской и чапской серий **[5]**. Что касается частых палеомагнитных инверсий в разрезе лопатинской свиты, характерных для конца венда и используемых в качестве аргумента для оценки возраста **[6]**, то одной из их возможных причин может являться многократное осаждение гематита при периодическом осушении и колебании уровня почвенных вод, не исключая влияние на окислительно-восстановительные реакции захороненных микробиальных матов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00418 и 17-05-00852) и РНФ (проект № 17-17-01241).

[1] *Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Павлов В.Э., Прияткина Н.С., Данилко Н.К., Козионов А.Е.* Первые находки ихнофоссилий и арумбериеморфных отпечатков в породах чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (северо-восток Енисейского кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск.: ИЗК СО РАН, 2013. С. 143–147.

[2] *Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю.* Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты Южного Урала (текстурный и литогеохимический аспекты) // Литосфера. 2013. № 2. С. 45–64.

[3] *Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е, Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С.* Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1307–1320.

[4] *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.

[5] *Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири*. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. Н.В. Мельников. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.

[6] *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 лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015. Т. 465, № 4. С. 464–468.

[7] *Brasier M., Cowie J., Taylor M.* Decision on the Precambrian–Cambrian boundary stratotype // Episodes. 1994. V. 17. P. 3–8.

[8] *Callow R.H.T., Battison L., Brasier M.D.* Diverse microbially induced sedimentary structures from 1 Ga lakes of the Daibaig Formation, Torridon Group, northwest Scotland // Sedimentary Geology. 2011. V. 239. P. 117–128.

[9] *Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M., Maslov A.V., Grazhdankin D.V.* Arumberiomorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // Bulletin de la Société Géologique de France. 2017. V. 188. Article Number 5. doi:10.1051/bsgf/2017006.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 183–185

ДВА ЭТАПА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДРЕВНЕЙШИХ ОФИОЛИТОВ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Н.Ю. Матушкин, П.И. Кадильников, А.Е. Верниковская, Е.А. Богданов

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, MatushkinNY@ipgg.sbras.ru
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru

Рыбинско-Панимбинский офиолитовый комплекс основных интрузивных и вулканических пород расположен в южной части северного сегмента (Заангарья) Енисейского кряжа. В тектоническом плане породы залегают в форме тектонических линз или пластин, зажатых в пределах Татарско-Ишимбинской шовной зоны, соединяющей Центрально-Ангарский террейн с элементами пассивной окраины Сибирского палеоконтинента: Восточно-Ангарским (MP-NP) и Ангаро-Канским (PP) террейнами **[1]**. Геодинамическая обстановка формирования пород этого комплекса была обоснована ранее геологическими и геохимическими данными **[2–4].** Согласно этим исследованиям, офиолиты, находящиеся в правом борту р. Ангары в районе руч. Рыбный, представляют собой метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации базальты, габброиды, долериты и в подчиненном количестве ультрабазиты. Эти офиолитовые чешуи тектонически совмещены с мезопротерозойскими отложениями: на востоке – с кальцитовыми мраморами, кварцитами и кварц-слюдистыми сланцами, а на западе – с кристаллическими сланцами, мраморами с подчиненным количеством вулканитов; первые из которых, исходя из литературных данных **[1, 5–7]**, вероятно, входят в состав Восточно-Ангарского, а вторые – Центрально-Ангарского террейна. $^{39}Ar/^{40}Ar$ возраст офиолитов этого комплекса, базирующийся на геохронологических данных для амфибола, варьируется от 1056–916 до 786 млн лет **[3, 4, 8, 9]**. Ранние возрастные оценки можно связать с временем формирования офиолитов, тогда как более поздние, (неопубликованные данные, по **[4]**) хорошо согласуются с временем начала коллизионного события: Центрально-Ангарский террейн – Сибирский кратон (неопубликованные данные, по **[10]**).

Проведенные геолого-структурные и минералого-геохимические исследования выявляют сложный характер кинематики офиолитов. В пределах исследуемого разреза р-на руч. Рыбный установлены три крупные тектонические пластины офиолитов северо-восточного простирания, ограниченные зонами катаклазитов и милонитов (мощностью до 20 м), имеющие падение под углами 80–90° на З и СЗ, отражающие взбросовый характер структурных элементов. Западная пластина, шириной до 3 км, сложена пиллоу-лавами, преимущественно амфибол-плагиоклазовыми и оливиновыми метабазальтами с реликтами порфировой структуры, со следами течения и пористости. Состав амфиболов в метабазальтах отвечает магнезиальной роговой обманке. Амфибол замещается актинолитом и хлоритом, реже эпидотом и цоизитом, а оливин – тальком и пирофиллитом. Эти породы смяты в узкие линейные до изоклинальных складки, в которых наблюдается субмеридиональный кливаж, субсогласный их осевым плоскостям. В пределах этой пластины встречаются линзы Bt-Gr и Ms-Bt-Gr сланцев (MP), распространенных в Татарско-Ишимбинской зоне, принадлежность к какому-либо террейну которых определить затруднительно. Метапелиты пронизаны кварцевыми жилами СЗ и ВЮВ простирания. Центральная пластина отделена от западной зоной милонитизации по габброидам, представленной Qtz-Chl-Bt-Amp породами, отличающимися более пологими северо-западными углами падения (45–60°) элементов сланцеватости. Борозды скольжения имеют субмеридиональную ориентировку, падая под углом 45–50°. По мере удаления от этой зоны на восток хрупкие деформации сменяются пластическими, выраженными в появлении более крутопадающей в СЗ направлении (60–80°) полосчатости, соответствующей ориентировке кинематических индикаторов в западной пластине и отвечающей раннему этапу деформаций в офиолитах. Центральная пластина состоит из

незакономерно чередующихся тел метагабброидов с реликтами габбровой, порфировидной структур и метабазальтов, имеющих офитовую и пойкилоофитовую структуры. Шарниры мелких складок (кливаж плойчатости) и борозды скольжения погружаются под пологими углами до 15–25° в ВСВ направлении (65–80°). Эти кинематические индикаторы маркируют второй этап деформаций. Они, так же как и направление ориентировки порфирокластов кварца, присутствующих в пределах граничных зон милонитов с габброидами, демонстрируют правостороннюю сдвиговую кинематику. Метагаббро центральной пластины сложены амфиболом, основным плагиоклазом, пироксеном, метаморфическими минералами – Ep+Zo+Act (10 %). Примечательно то, что на левом берегу р. Ангары (мыс Скородумский бык) установлены схожие милониты по метабазитам, имеющие близкую ориентировку сланцеватости. Они сложены амфиболом (ферропаргасит-ферроэденит), биотитом промежуточного состава и альбитом. Породы частично замещены хлорит-альбит-серицитовым агрегатом. В восточной пластине массивные метагабброиды и метабазальты практически полностью замещены минералами метаморфической ассоциации Ep+Zo, содержащими реликты подушечной отдельности. Здесь наблюдается проявление более пологой – до 55° – сланцеватости с падением на СЗ и установленные в других пластинах два этапа деформаций проявлены незначительно.

Петрогеохимические исследования показывают различия для пород, входящих в состав исследуемых тектонических пластин. В западной и восточной пластинах метабазиты относятся к низкотитанистым толеитовым разностям, с содержанием TiO_2, варьирующимся в пределах 0.5–1.0 мас. %, а K_2O – 0.01–0.20 мас. %, тогда как в центральной пластине присутствуют и породы с более высоким содержанием TiO_2 (от 1.2 до 2.0 мас. %) и K_2O (от 0.2 до 0.5 мас. %). Состав Ti-содержащих минералов в изучаемых основных породах различается. В низкотитанистых базальтах из западной пластины это редкие зерна ильменита (размерами до 1 мм) с ламелями псевдобрукита и каемками титанита. В породах из центральной пластины с повышенным содержанием TiO_2 это идиоморфные зерна марганцовистого ильменита с включениями рутила, отделенными от Fe-оксидной фазы тонким агрегатом титанита. Спектры распределения РЗЭ офиолитов Рыбинского разреза для метабазитов восточной и западной пластин близки к типу N-MORB ($(La/Yb)_n$=0.63–0.82), а из центральной – к типу E-MORB ($(La/Yb)_n$=1.7–3.2). В офиолитах западной и восточной пластин отмечаются отрицательные Ta-Nb аномалии. На дискриминационных диаграммах ($MnO-TiO_2-P_2O_5$; Nb/Yb-Th/Yb; Ta/Yb-Th/Yb и др.) составы метабазальтов из всех трех исследуемых офиолитовых пластин попадают в поле как надсубдукционных образований, так и базальтов MORB.

Таким образом в пределах Рыбинского офиолитового разреза выявлено два этапа деформаций, свидетельствующих о двух тектонотермальных событиях, что хорошо согласуется с результатами $^{39}Ar/^{40}Ar$ датирования этого комплекса. Первый этап имел место до коллизионного события в Татарско-Ишимбинской зоне и мог быть связан с деформациями океанической коры вследствие вращения Сибирского кратона, подобно мезокайнозойским процессам в океаническом обрамлении Африканской плиты **[11]**, тогда как второй этап деформаций отражает начало коллизии Центрально-Ангарский террейн – Сибирский кратон, произошедшей в раннем – среднем неопротерозое. Исследуемые древнейшие офиолиты Енисейского кряжа могли формироваться как в пределах срединно-океанических хребтов, так и в спрединговых зонах задуговой островодужной обстановки, на разном удалении от кратона. Последнее подтверждается широким развитием в них сдвиговых кинематических компонент. Наиболее поздние наложенные тектонотермальные события, происходящие на этапах коллизионных процессов, отражены в формировании кварцевых жил. Геологические данные позволяют сопоставить их связь с образованием золотокварцевых проявлений и месторождений в метатерригенных толщах Татарско-Ишимбинской шовной зоны **[12]**.

[1] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.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. 175–191.

[2] *Хераскова Т.Н.* Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника. 1999. № 1. С. 15–27.

[3] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Chernykh A.I.* Neoproterozoic orogenic belts of the western margin Siberian craton: petrology and tectonic evolution // 31st International Geological Congress: Abstracts Volume. Rio de Janeiro, Brazil, 2000 (on CD).

[4] *Матушкин Н.Ю.* Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. 206 с.

[5] *Петров В.Г.* Докембрий западного обрамления Сибирской платформы (геология и петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 177 с.

[6] *Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.* Геологическая карта Енисейского кряжа, масштаб 1:500000. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1998.
[7] *Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 8. С. 1173–1198.
[8] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ларионов А.Н., Травин А.В.* Мезо- и неопротерозойские магматические ассоциации Рыбинско-Панимбинского пояса Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 46–48.
[9] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* Древнейшие метабазиты Северо-Енисейского кряжа // ДАН. 2015. Т. 460, № 4. С. 436–440.
[10] *Верниковская А.Е.* Геохимия и геохронология неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа и Таймыра: Дис. … докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2005. 307 с.
[11] *Gaina C., Torsvik T.H., van Hinsbergen D.J.J., Medvedev S., Werner S.C., Labails C.* The African plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic // Tectonophysics. 2013. V. 604. P. 4–25.
[12] *Геология и металлогения Енисейского рудного пояса* / Ред. Г.Н. Бровков, Л.В. Ли, М.Л. Шерман. Красноярск: СНИИГГиМС, ПГО «Красноярскгеология», 1985. 291 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 186–188

МИНЕРАЛОГИЯ БАЗАНИТОВ ХЭНТЕЙСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

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

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

Были исследованы кайнозойские базаниты, расположенные на Бороздинском гольце (хребет Хэнтэй, Южное Забайкалье). Предыдущими исследователями были изучены ксенолиты, которыми насыщены породы, в том числе и гранатовые **[1, 2]**. Однако вещественный состав базальтоидов в этих работах рассмотрен очень слабо. В первую очередь это касается минералогических и геохимических особенностей. В данной работе приводятся первые данные о минералогии базанитов.

Исследованные вулканиты слагают вершину Бороздинского гольца и представлены плотными породами черного и темно-серого цвета. Первые данные о наличии вулканитов приведены в работе **[3]**. Базаниты слагаются разностями как афировой, так и порфировой структуры. Порфировая структура обусловлена фенокристами и ксенокристами оливина (0.5–1.0 мм), клинопироксена (0.4–0.5 мм) и редко вкрапленниками плагиоклаза (≤0.3 мм). Структура основной массы интерсертальная и сложена мелкими зернами оливина (≤0.03 мм), клинопироксена (≤0.01 мм), рудных минералов размером 40–50 мкм, тонкими лейстами плагиоклаза (150–200 мкм). В интерстициях отмечается тонко раскристаллизованный агрегат с реликтами стекла. По данным микрозондового анализа, в тонко раскристаллизованном агрегате встречены микролиты нефелина, лейцита, апатита и кислого плагиоклаза. Размер микролитов не превышает 50 мкм.

Состав минералов определялся микрозондовым рентгеноспектральным анализом (РСМА) на приборе JXA-8200 (JEOL Ltd., Япония). Условия анализа: 20 кВ, 20 нА, диаметр зонда – 1 мкм, время измерения – 10 с. Используемые стандарты: Na – альбит; Mg – оливин СН-1; Al – пироп С-153; Si, Ca – голубой диопсид; K – ортоклаз; Ti – ильменит GF-55; Cr – хромит 79/62; Mn – Mn-гранат; Fe, Ni – $NiFe_2O_4$.

Оливины. Среди оливинов преобладают эллипсоидальные или бесформенные зерна с извилистыми границами и обломки кристаллов. Оливины с идиоморфной формой зерен имеют размеры <600 мкм. Более крупные зерна (первые мм – 400 мкм) обычно зональны, хотя присутствуют и однородные. Магнезиальность оливинов варьируется в широком интервале (0.90–0.77) и постепенно уменьшается как от крупных к мелким зернам, так и от центра к краю более крупных зерен. Наблюдается положительная корреляция Fo- NiO мас. % и отрицательная корреляция Fo-CaO мас. %. Содержание CaO в центре зональных зерен оливина <0.2 мас. %. В краевых частях крупных зерен, в однородных крупных и мелких бесформенных зернах и мелких фенокристах с Mg# ~0.77 оно выше и варьируется в узком диапазоне 0.20 до 0.34 вес. %. Зерна оливинов с магнезиальностью в центре >0.90 характеризуются округло-извилистыми границами. Подобные округло-извилистые границы у оливинов наблюдаются в экспериментах по взаимодействию перидотитов с недосыщенными SiO_2 базальтовыми расплавами **[4]**. Очевидно, эти зерна представляют собой ксеногенные оливины (Ol 1) мантийных перидотитов. Оливины с магнезиальностью в центре от 0.89 до 0.84 также имеют более широкую зону однородного состава по CaO, по сравнению с Fo и NiO, и повышенное содержание NiO. Часть из них похожа на обломки кристаллов, другие имеют округло-извилистые границы. Это тоже ксеногенные оливины мантийных пород. Идиоморфные и гипидиоморфные оливины имеют другой вид концентрационных профилей Fo, NiO и CaO, а именно: центральная зона однородного состава имеет близкую ширину для всех элементов, уменьшение Fo и содержания NiO к краю зерна сопровождается ростом содержания CaO. Такой вид профилей может быть обусловлен кристаллизацией из расплава. В центре этих зерен (Ol 2) Mg# варьируется от 0.86 до 0. 81, содержание CaO – от 0.10 до 0.18 и NiO – от 0.19 до 0.32 мас. %. Однородные идиоморфные мел-

кие зерна оливинов (Ol 3) имеют Mg# ~0.77, содержание CaO ~0.25, NiO ~0.15 мас. %. По составу они подобны краевым частям зональных ксенокристов и вкрапленников. Следовательно, эти оливины кристаллизовались из последней порции базальтового расплава. Таким образом, нами обнаружено несколько разновидностей оливина: Ol 1 – ксеногенный (перидотитовый), Ol 2 – базальтовый (I генерация) и Ol 3 – мелкие гомогенные зерна основной массы (II генерация).

Пироксены. Во всех образцах присутствуют фенокристы (500 мкм) и мегакристы (0.7 мм) клинопироксена. Фенокристы представлены диопсидами. В диопсидах от центра к краю крупных и к более мелким однородным зернам происходит рост содержания Al_2O_3, TiO_2 и уменьшение – SiO_2, Mg# без изменения содержания CaO и Na_2O. Мегакристы представлены авгитами. Авгиты характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3, Na_2O и низким Cr_2O_3.

Плагиоклазы. Выявлены три разновидности минералов: первая – редкие незональные вкрапленники; вторая – мелкие лейсты в основной массе и третья – микролиты в тонко раскристаллизованном матриксе. Плагиоклазы вкрапленников содержат до 49 % анортитового минала. Лейсты более натровые и соответствуют следующей формуле: Ab_{53-63} An_{35-45} Or_{1-2}. Микролиты плагиоклаза из интерстиций относятся к кислой разности с формулой $Ab_{61-66}An_{11-25}$ Or_{10-22}. Кроме того, в интерстициях обнаружены нефелин и лейцит. Состав лейцита полностью отвечает стехиометрической формуле минерала. Нефелин содержит до 4 мас. % K_2O.

Окиснорудные минералы. Окиснорудные минералы представлены мелкими зернами ильменита, титаномагнетита и хромшпинелида. Ильмениты рассеяны в основной массе. Минерал относится к пикроильменитам с содержанием MgO до 8 мас. %. В нем отмечаются примеси марганца (до 0.70 мас. % MnO), хрома (до 0.70 мас. % Cr_2O_3). Титаномагнетиты наблюдаются как в виде самостоятельных зерен, так и в срастании с ильменитом. Минерал содержит большое количество примесей. В нем отмечены высокие содержания магния, алюминия и хрома и умеренные – никеля и марганца. Редкие зерна шпинели зональны. По направлению от центра к краю наблюдается существенное понижение содержания хрома и алюминия, небольшое уменьшение магния и резкое возрастание концентрации железа и титана.

Единичные зерна сульфида представлены пирротином с содержанием железа 78 мас. % и никеля около 3 мас. %.

На основании изучения особенностей минералов можно высказать предположение о процессе становления вулканитов. При движении базальтового расплава к поверхности происходил захват мантийных ксенолитов. Их разрушение привело к появлению в базальтоидах ксеногеннных оливинов и авгитов. В результате взаимодействия с фракционирующим базальтовым расплавом ксеногенных минералов происходило их растворение с выносом в основном магния и частично никеля. В дальнейшем происходил процесс кристаллизационной дифференциации. Вероятнее всего, первыми кристаллизовались оливины первой генерации (Ol 2) совместно с фенокристами диопсида. Базальтовый расплав при этом обеднялся магнием, входящим в состав образованных минералов, и обогащался железом, алюминием, кальцием и щелочами. Из этого расплава выделялись окиснорудные фазы (ильменит и титаномагнетит). Как показано выше, вновь образованные оливины и пироксены реагировали с образовавшейся силикатной жидкостью и происходил обмен с компонентами расплава, который приводил к формированию менее магнезиальных и более железистых краевых частей зерен оливина. Краевые части пироксенов обогащались алюминием, железом, титаном и особенно натрием, что приводило к увеличению эгириновой составляющей. Возможно, здесь же выделялись редкие зерна высококальциевого плагиоклаза. Выпадение этих фаз привело к очередному изменению состава расплава, из которого произошла массовая кристаллизация мелких зерен оливина (Ol 3), пироксена, лейст плагиоклаза. Следует еще раз отметить, что составы оливинов и пироксенов массовой кристаллизации полностью соответствуют таковым краевых частей минералов второй генерации. После массовой кристаллизации вышеуказанных фаз в интерстициях оставался силикатный расплав, который был обогащен щелочами. Из этого расплава в последнюю очередь произошла кристаллизация кислого плагиоклаза с высоким содержанием ортоклазового минала, нефелина и лейцита. Возможность такого процесса была показана ранее как экспериментально, так и на природных объектах **[5–8]**. Кристаллизация остаточного высокощелочного расплава происходила, вероятнее всего, в приповерхностных условиях.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН. Работа закончена при финансовой поддержке НШ-9638.2016.5.

[1] *Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов Д.* Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонефелинитов хребта Хэнтей (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 130–147.

[2] *Рассказов С.В.* Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов Южного Забайкалья // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 50–60.

[3] *Костяков Н.П., Краснов В.П., Уфимцев Г.Ф., Янковский В.М.* Кайнозойские базальты юга Центрального Забайкалья // Известия Забайкальского географического общества СССР. 1969. Т. V, вып. 1. С. 11–17.

[4] *Shaw C.S.J., Dingwell D.B.* Experimental peridotite–melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155. P. 199–214.

[5] *Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.* Экспериментальное исследование кристаллизации толеитового базальта при высоких pO2: модель формирования кислых остаточных расплавов в процессах эволюции основных магм // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 5. С. 55–63.

[6] *Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П.* Андезиты доюрского основания Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 9. С. 989–995.

[7] *Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А.* Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // Геохимия. 1985. № 6. С. 747–760.

[8] *Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А.* Изменение химического состава минералов и остаточных расплавов в процессе кристаллизации исландских базальтов при различных окислительно-восстановительных условиях (по экспериментальным данным) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1679–1708.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 189–190

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

А.С. Мехоношин[1], А.Г. Владимиров[2], Н.И. Волкова[3], Т.Б. Колотилина[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, mekhonos@igc.irk.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, vladimir@igm.nsc.ru
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, volkova@igm.nsc.ru

Высокобарические метаморфические комплексы являются реперными для расшифровки истории формирования складчатых поясов и создания геодинамических моделей их образования. В этой связи габбро-пироксенитовые массивы Чернорудской гранулитовой зоны Ольхонского террейна служат своеобразными маркерами коллизионных процессов, происходивших на протяжении позднего венда – раннего палеозоя между Сибирским кратоном и микроконтинентами.

Чернорудская зона характеризуется максимальной степенью метаморфизма. Она протягивается узкой полосой шириной до 2 км вдоль края Сибирского кратона и отделена от протерозойских пород фундамента мощной зоной бластомилонитов по протерозойским и раннепалеозойским породам. В ней находится два массива (Тонта и Чернорудский), в составе которых обнаружены гранат-клинопироксеновые парагенезисы. Возраст метаморфизма гранулитовой фации в Чернорудской зоне, по U-Pb изотопным данным, можно достоверно принять в интервале 530–490 млн лет, возраст протолита – в интервале 635–610 млн лет **[1, 3, 4]**. Непосредственные контакты между базитами и гранулитами имеют тектонический характер.

На северо-восточном окончании гранулитовой зоны расположен Чернорудский габбро-пироксенитовый массив. Он представляет собой линзообразную пластину, размер 500×200 м, пережатую в центральной части и локализованную среди двупироксеновых ортогнейсов, кальцитовых мраморов и графитовых кварцитов, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма. Массив сложен серией пород, меняющей состав от габбро до плагиопироксенитов. В центральной части массива присутствуют участки, сложенные гранатовыми пироксенитами, которые имеют постепенные переходы с пироксенитами и габброидами. Контакты массива с вмещающими гранулитовыми толщами – тектонические, только мраморы, вследствие пластичности в условиях высоких температур гранулитового метаморфизма, обтекают и затекают в габброиды. Микроструктуры пород преимущественно порфиро- и гранобластовые, с реликтами габбровой и офитовой. Первичный минеральный парагенезис в габбро представлен плагиоклазом (анортит) и клинопироксеном (диопсид авгит с f=18–20 %), в пироксенитах – клинопироксеном (диопсид авгит с f=20–22 %). В гранатовых пироксенитах присутствуют крупные, до 4 см, порфиробласты граната. В них четко выделяются два парагенезиса – гранат-пироксеновый и шпинель-плагиоклаз-роговообманковый. Клинопироксен представлен диопсидом (f=25 %), плагиоклаз – анортитом, гранат содержит до 40 % пиропового и до 20 % гроссулярового минала, что указывает на относительно высокие PT-условия его образования. На регрессивной стадии метаморфизма происходило замещение гранат-клинопироксеновых парагенезисов шпинелью, плагиоклазом и амфиболом.

Химический состав пород Чернорудского массива характеризуется низкими содержаниями кремния (SiO_2=40–46 мас. %), щелочей (K_2O+Na_2O=0.4–1.4 мас. %) и соответствует породам островодужно-толеитовой серии. Этот вывод подтверждается их редкоэлементным и редкоземельным составом, для которого отмечаются высокие содержания Sr (300–400 г/т) и Zr (до 100 г/т), низкие концентрации РЗЭ (Σ РЗЭ=30–35 г/т), Cr (25–30 г/т), Co (25– 40 г/т), Ni (15–50 г/т) и Nb (1.0–1.3 г/т). Химический состав гранатовых пироксенитов относительно габбро и пироксенитов характеризуется пониженной кремнекислотностью (SiO_2=38–42 мас. %) и щелочностью (K_2O+Na_2O=0.4– 0.8 мас. %), обеднен Sr (80–100 г/т), Ba (до 20 г/т) и редкоземельными

элементами (Σ РЗЭ=15–20 г/т), обогащен Cr (до 100 г/т) и Co (до 50 г/т). Однако характер распределения РЭ и РЗЭ в гранатовых и безгранатовых пироксенитах идентичен, что, очевидно, свидетельствует о едином мантийном источнике.

P-T параметры образования гранатовых пироксенитов массива Черноруд были определены методом мультиравновесной термобарометрии с помощью компьютерного программного комплекса TWQ 2.02, при этом использовалась база взаимосогласованных термодинамических данных Р.Г. Бермана и Л.Я. Арановича. Для расчетов использовались составы гранатов, клинопироксенов, плагиоклазов и шпинелей **[4]**. Оценки температур и давлений составили T=918–927 °C и P=8.1–8.3 кбар для образца 99-51 и T=884–901 °C и P=7.9–8.3 кбар для образца 2000-217.

Полученные геологические и петрологические данные свидетельствуют о том, что массивы габбро и пироксенитов Чернорудской тектонической пластины, вероятнее всего, представляют собой фрагменты блоков нижней коры. Согласно геохимическим оценкам и численному моделированию **[2]**, габбро-пироксенитовые массивы были сформированы за счет кристаллизационной дифференциации единого родоначального расплава, соответствующего по химическому составу магнезиальному базальту, который наиболее близко отвечал островодужно-толеитовой серии. Их становление, по-видимому, происходило в условиях коллапса аккреционно-коллизионного горного сооружения и трансформных сдвигово-раздвиговых деформаций земной коры в виде каскада разноглубинных магматических камер.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00747, 14-05-00712, 14-05-04156).

[1] *Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.* Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.

[2] *Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Михеев Е.И., Травин А.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Давыденко Ю.А., Бородина Е.В., Хлестов В.В.* Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 223–268.

[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 (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // ДАН. 2010. Т. 432, № 6. С. 797–800.

[4] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J.* Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 191–193

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ УРАНОВО-РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Ю.Б. Миронов

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

Известные уранорудные районы (УРР) Забайкалья приурочены к блокам земной коры с тенденцией развития в режиме устойчивого воздымания. Для них характерно проявление полихронной гранитизации палигенно-метасоматического типа с формированием лейкогранитов на заключительных стадиях. Геологические комплексы характеризуются отчетливо выраженной радиогеохимической специализацией с высокой долей (20 %) подвижного урана. Широко проявлены разновозрастные грейзенизация, пропилитизация и кремнекалиевый метасоматоз, обусловливающие дискретность распределения радиоактивных элементов в породах субстрата. В результате активизационных процессов в одних районах сформировались вулканотектонические структуры, в других – очагово-купольные с гранитоидным магматизмом, приразломными и эрозионными впадинами. Своеобразие проявления основных геологических процессов определило особенности рудообразующих систем и формирования в них различных типов урановых месторождений. Пространственное совмещение блоков земной коры доактивизационного субстрата с высоким уровнем проявленности рудоподготовительных процессов и определенных типов активизационных структур в конечном счете обусловливает высокую рудоносность рудообразующих систем (Пельменев, 1985).

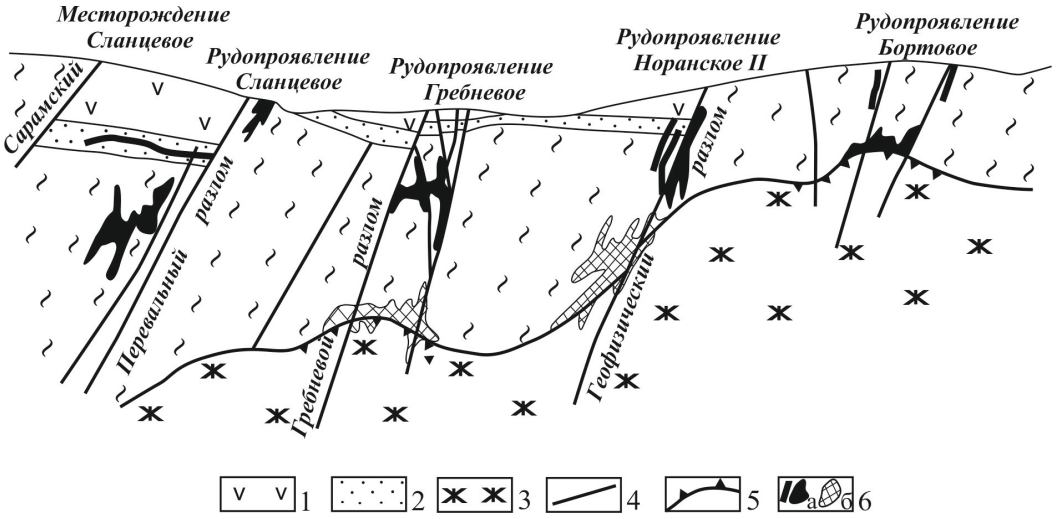
Неравномерная разрядка тектонических напряжений обусловила пульсирующий характер вулканической деятельности и излияние покровов вулканитов разного состава с разделяющими их горизонтами туфогенно-осадочных пород – производных коровых очагов. Принципиальная особенность – проявление процессов корообразования в позднемеловое – палеогеновое время. Этому способствовал рост сводовых поднятий. В конце неогена – в четвертичное время происходило трещинное излияние базальтов, покровы которых сохраняли коры выветривания и способствовали функционированию эпигенетических рудоформирующих систем во впадинах.

Часть урановорудных районов Забайкальской провинции приурочена к срединным массивам, а в их пределах – к узлам пересечения долгоживущих магмоконтролирующих разломов. Такие узлы характеризуются интенсивным проявлением процессов полихронного гранитообразования и формированием вулканотектонических сооружений (ВТС). Для многих урановорудных районов характерна ассоциация урановых объектов с месторождениями золота, флюорита, полиметаллов и молибдена. Это позволяет рассматривать разнообразную минерализацию в качестве эволюционного ряда гомодромных рудных формаций, образованных в единый металлогенический цикл, связанный с определенным этапом геотектонического развития региона **[1]**.

Установлены главные формационные типы гидротермальных урановых месторождений в активизационных структурах Забайкалья: F-Mo-U формация в аргиллизитах; урановая формация в зонах глинисто-цеолитовых изменений; урановая формация в березитах; урановая формация в кремнисто-калиевых метасоматитах (порфировый тип).

Большую роль в размещении УРР играют очагово-купольные структуры (ОКС), являющиеся по своей сути концентрированным выражением всей совокупности предпосылок (причин) геотектонического содержания **[2]**. По современным металлогеническим представлениям ОКС являются характерными элементами тектонического строения урановорудных районов. Они наложены на складчатую структуру фундамента и представляют собой центры эндогенной активности и гранитизации.

Под ОКС мы понимаем отдельные участки (активизированные геологические блоки) земной коры, испытавшие многократную разновозрастную гранитизацию, но частично сохранившие метаморфический субстрат и обладающие определенной внутренней структурой.



Норанская ОКС. Рудно-генетическая модель урановорудных объектов (Першиков, 2015, с изменениями автора). *1* – трахиандезиты, трахиты ($J_{1\text{-}2}ič$); *2* – вулканогенно-осадочные породы ($J_{1\text{-}2}ič$); *3* – граносиениты, сиениты Норанского шитока ($\gamma\xi P_s$); *4* – установленные разрывные нарушения, их название; *5* – зоны пологих срывов; *6* – положение выявленных (а) и прогнозируемых (б) рудных залежей в разрезе.

К категории зрелых ОКС, с которыми связывается основная масса гидротермальных месторождений редких и благородных металлов, урана и флюорита, относятся структуры, прошедшие полный цикл эволюции от зарождения гнейсовых и мигматит-гнейсовых куполов начальной стадии через массовое проявление в гнейсовых куполах магматического замещения (анатаксиса, а потом и палингенеза) промежуточной стадии до формирования интрузивных массивов или вулканоплутонических комплексов лейкогранитового состава на завершающей стадии.

Для зрелых ОКС характерны черты концентрического строения с наличием внутренней лейкогранитовой зоны (ядра), промежуточной зоны умеренно кислых гранитоидов и внешней гнейсовой или мигматит-гнейсовой зоны, которая во многих случаях сохраняется лишь фрагментарно.

Установлено, что для для уранового оруденения продуктивность локальных ОКС соответственно в 2–4 раза выше, чем в среднем по Забайкалью, и в 15–18 раз выше, чем за их пределами (Медведев, 1987). Размещение уранового оруденения по отношению к ОКС зависит от его рудоформационной принадлежности. Рудные объекты урановой формации в зонах глинисто-цеолитовых изменений в лейкогранитах расположены в центральных частях ОКС, фтормолибден-урановой формации – в краевых частях ОКС, урановой формации в отложениях позднемезозойских и кайнозойских впадин – в межкупольном пространстве вблизи ОКС. Рудные объекты последних двух формаций могут быть локализованы также в центральных частях ОКС в случае, если вулканические постройки или впадины наложены на центральные части ОКС. Такое двойное рудоконтролирующее значение ОКС по отношению к урановому оруденению обусловливает значительно большую степень насыщенности их месторождениями по сравнению с межкупольным пространством. Закономерное расположение уранового оруденения свидетельствует о реальном существовании рудообразующих систем.

Урановое оруденение в ВТС, фундаменте и обрамлении выявлено в последние годы в Норанской ОКС (Першиков, 2015) на юге Бурятии. Участок находится на границе Норанской интрузии и Северо-Боргойской ВТС и включает урановые объекты Сланцевого урановорудного поля, локализованные в вулканогенно-осадочных отложениях игечуйской свиты, в кристаллических сланцах и метапесчаниках кембрия и пермских гранитоидах Норанского штока (рисунок). Уран-свинцовым методом для всех цирконов из гранитоидов получены близкие значения конкордантного возраста: 283–290±2 млн лет, свидетельствующие о раннепермском времени формирования массива.

Определение возраста уранового оруденения на объектах Таширского района позволяет выделить три урановорудные стадии: две основные мезозойские (120–150 млн лет) и более раннюю (пермскую) в продуктах кремнещелочного метасоматоза в связи с гранитами соготинского комплекса (Норанский массив).

Полученные данные подтверждают многообразие условий локализации уранового оруденения в полихронных рудообразующих системах ОКС – центрах эндогенной активности Забайкальской провинции.

[1] *Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б.* Уран в купольных структурах земной коры. Опыт палеореконструкций в металлогении. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 360 с.
[2] *Комаров Ю.В.* Гранитно-гнейсовые купола // Тезисы совещания. Иркутск, 1983.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 194–196

ОФИОЛИТЫ ЗАПАДНОГО САЯНА И ЗАПАДНОЙ ТУВЫ – АВТОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ САЯНО-ТУВИНСКОЙ ПРЕДДУГОВОЙ ЗОНЫ V-$Є_1$ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

А.А. Монгуш

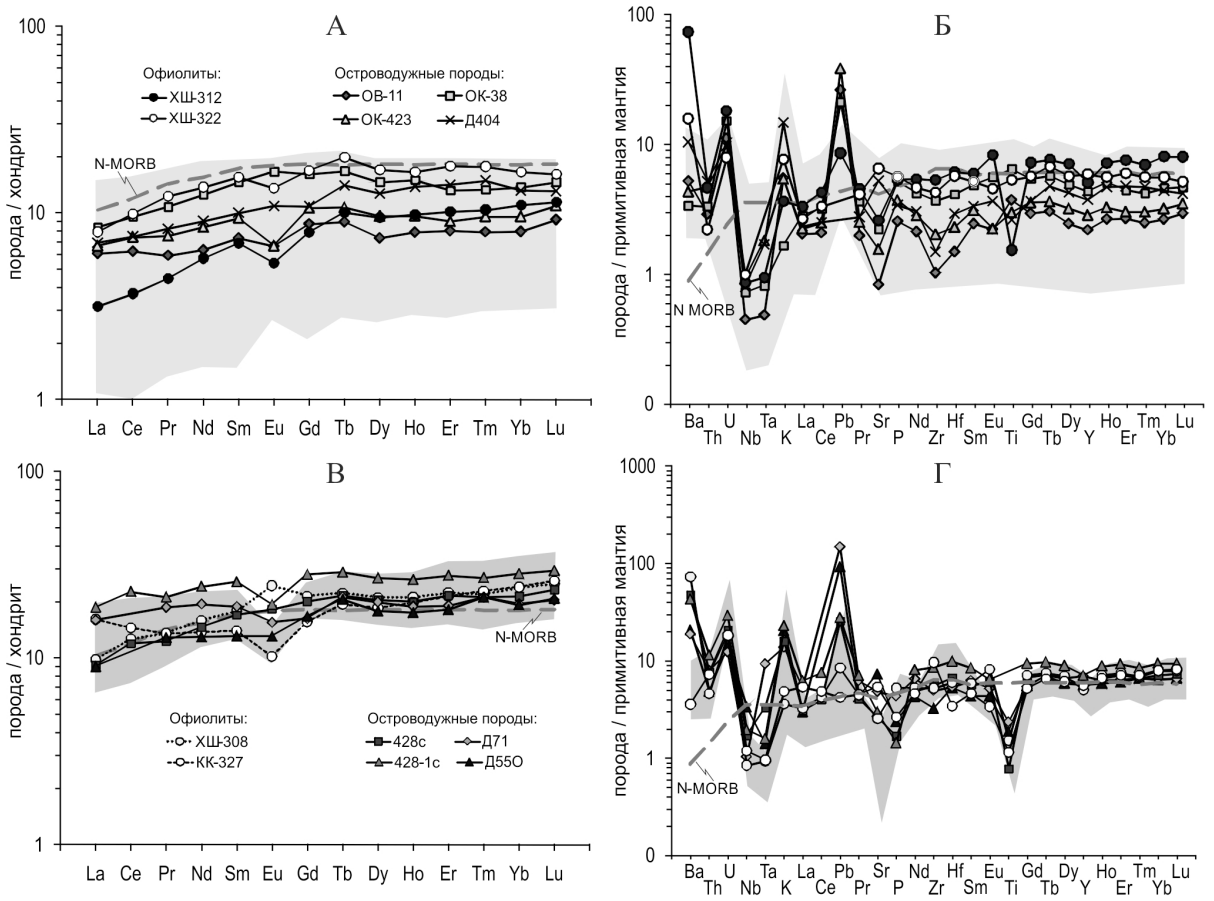
Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru

Бóльшую часть территории Тувы и смежные районы Западного Саяна занимает крупный сегмент палеоостроводужной системы, сформированной в ходе эволюции V-$Є_1$ Тувино-Монгольской островной дуги Палеоазиатского океана **[1, 2]**. Данный сегмент, далее условно называемый Тувинской островной дугой (ТОД), состоит из преддуговых, в т.ч. офиолитовых, комплексов Саяно-Тувинской преддуговой зоны, островодужных комплексов Таннуольско-Хамсаринской зоны и задуговых, в т.ч. офиолитовых, комплексов Восточно-Тувинской зоны **[3]**. Представляет интерес вопрос – принимали ли участие офиолиты преддуговой зоны ТОД в формировании фундамента островной дуги, на котором вслед за ними, но в тыловой части, возникли островодужные постройки ТОД?

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям на основе геологических данных, офиолиты Западного Саяна (Куртушибинская подзона) и Тувы (Хемчикско-Сыстыгхемская и Каахемская подзоны) являются составной частью аккреционной призмы **[4–6]**, т.е. являются инородными или аллохтонными для ТОД. По данным В.А. Симонова и его коллег, палеоспрединговые комплексы из офиолитов Западного Саяна формировались в условиях зарождения субдукции и начала формирования примитивных островных дуг на океанической литосфере (типа Идзу-Бонинской, Тонга, Марианской), а офиолиты Западной Тувы – в условиях междугового и/или задугового рассеянного спрединга **[7]**. Геодинамическая позиция последних (по В.А. Симонову) указывает на то, что офиолиты Западного Саяна и Западной Тувы генетически не связаны с эволюцией ТОД. Полученные Н.И. Волковой с соавторами геохимические данные свидетельствуют о том, что куртушибинские офиолиты близки образованиям, составляющим основания океанических островных дуг **[8]**. В целом, сочетание геохимической специфики N-MORB и IAT – типичная особенность состава преддуговых офиолитов ТОД, что было показано нами на примере Шатского массива Западной Тувы, представляющего фрагмент поздневендских (578.1±5.6 млн л.) офиолитов примитивной островодужной геодинамической природы **[9]**.

Генетическая связь между преддуговыми офиолитами и островодужной ассоциацией ТОД может быть отражена в одинаковом или очень близком геохимическом составе пород, петрографические аналоги которых присутствуют и в офиолитовой, и в собственно островодужной ассоциации. Нами проведен сравнительный анализ геохимического состава этих пород. Со стороны офиолитов (Шатский и Коярдский массивы) они представлены микродиоритами, кварцевыми микродиоритами и плагиогранитами, слагающими единичные дайки в дайковом комплексе офиолитов. Островодужную ассоциацию (Ондумская подзона) представляют кварцевые диориты и плагиограниты коптинского диорит-тоналит-плагиогранитного (563±4.5 млн л.) и байсютского тоналит-плагиогранитного (535.7±3.7 млн л.) островодужных комплексов **[10, 11]**, а также эффузивы V_2-$Є_1$ ондумской свиты существенно дацит-плагиориолитового состава, в т.ч. единичные и небольшие тела андезибазальтов и андезитов. Изученные нами породы офиолитовой и островодужной ассоциаций отвечают натровой низкощелочной серии, они характеризуются преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими, положительными аномалиями Ba, K, Pb и отрицательными – Nb и Ta (рисунок).

По геохимическому составу изученные породы из офиолитовой и островодужной ассоциаций не имеют значимых отличий, что, скорее всего, является следствием общности их магмогенерирующих источников, а также геодинамических механизмов, ответственных за их образование в пределах одной и той же надсубдукционной структуры. Их различия заключаются в относительно более молодом возрасте островодужных пород и их расположении в тыловой



Нормированные по [12] спектры распределения редких элементов в породах основного – среднего (*А–Б*) и кислого (*В–Г*) состава в офиолитовой и островодужной ассоциациях. *А–Б* – дайки Шатского офиолитового массива: ХШ-312 – Q диорит, ХШ-322 – диорит. Ондумская свита: ОВ-11 – андезибазальт (р. Вади-Бала), ОК-38 – андезибазальт и ОК-423 – андезит (Копто-Бай-Сют). Коптинский комплекс: Д404 – Q диорит **[10]**. Базиты офиолитов (серое поле). *В–Г* – плагиограниты дайкового комплекса офиолитов: ХШ-308 (Шатский массив), КК-327 (Коярдский массив). Плагиограниты байсютского комплекса: 428с, 428-1с (левый берег р. Копто), Д71 и Д550 **[10]**. Плагиориолиты ондумской свиты (серое поле).

части по отношению к палеожелобу, а также резком уменьшении количества магматитов основного состава и увеличении объема кислой магмы в островодужной зоне. Необходимо также обратить внимание на одинаковый состав и возраст островодужных плагиогранитоидов (коптинский, байсютский комплексы) и кислых вулканитов (ондумская свита) Ондумской подзоны, которые можно сопоставить с плагиогранит-плагиориолитовой ассоциацией складчатых поясов, кайнозойские аналоги которой обнаруживаются среди вулканитов юных энсиматических островных дуг (о-ва Сайпан, Тонга, Фиджи, Алеутские) **[13]**. Отметим также, что в тылу (по **[14]**) Ондумской подзоны, в Таннуольской островодужной подзоне, в конце венда – начале раннего кембрия формировалась дифференцированная риолит-андезит-базальтовая серия (V_2 кадвойская и $Є_1$ серлигская свиты), интрузии габбро (Ирбитейский массив, 539±6 млн л.) **[15]** и гранитоидов (Южно-Чумуртукский массив, 541.4±8.4 млн л.; Дыттыгхемский массив, 534±3 млн л.; Бичесайлыгский массив, 532.2±5.2 млн л.; и др.) **[16]**.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 17-05-00190).

[1] *Шенгер А.М., Натальин Б.А., Буртман Б.С.* Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 41–58.

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

[3] *Монгуш А.А.* Базальтовые комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны: геологическое положение, геохимия, геодинамика // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Вып. 14. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2016. С. 74–94.

[4] *Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
[5] *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
[6] Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / Eds. W.J. Nokleberg et al. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interrior, U.S. Geological Survey, 1999 (CD).
[7] *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
[8] *Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А.* Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян) // Геохимия. 2009. № 4. С. 401–414.
[9] *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В.* Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН. 2011. Т. 438, № 6. С. 796–802.
[10] *Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б.* Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
[11] *Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.* Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1572–1600.
[12] *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–346.
[13] *Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
[14] *Монгуш А.А., Терлеев А.А., Токарев Д.А., Дружкова Е.К.* Гранитоиды и известняки из конгломератов преддуговой зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы (Тува): геохимия, палеонтология, корреляция // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 372. С. 184–192.
[15] *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А.* Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649–665.
[16] *Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А.* Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) – на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология. 2017. № 2. С. 4–21.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 197–198

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИПСИТСКОЙ СВИТЫ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ (ПРИСАЯНЬЕ)

З.Л. Мотова[1], Д.П. Гладкочуб[1], Т.В. Донская[1], В.Б. Хубанов[2], М.Д. Буянтуев[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, motova@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Осадочные и осадочно-вулканогенные породы, традиционно относимые к позднему протерозою, широко распространены вдоль южной окраины Сибирского кратона. В Присаянской зоне эти отложения объединяются в карагасскую и оселковую серии. В составе карагасской серии традиционно выделяются три свиты (снизу вверх): шангулежская, тагульская и ипситская **[1]**. На многочисленных стратиграфических схемах **[1–6]** отложения карагасской серии выделяют как единый крупный седиментационный цикл и помещают на различные возрастные уровни в диапазоне 850–600 млн лет. В настоящее время появились новые данные, свидетельствующие о существенных различиях между свитами, объединенными в состав карагасской серии. В частности, Ю.К. Советовым **[7]** было показано, что отложения ипситской свиты с глубоким размывом залегают на нижележащих породах тагульской свиты. Было установлено, что гранулометрический и минеральный состав пород ипситской свиты существенно отличается от нижележащих отложений тагульской и шангулежской свит. Отложения последних двух свит, судя по данным ряда исследователей **[1–6]**, образовались в мелководных морских условиях, а большинство пород ипситской свиты формировались в результате штормовой переработки материала эолового происхождения **[7]**.

Полученные нами результаты U-Pb исследований детритовых цирконов из всех трех стратоподразделений карагасской серии **[8]** выглядят следующим образом: образцы песчаников и алевропесчаников шангулежской и тагульской свит характеризуются наличием исключительно архей-раннепротерозойских детритовых цирконов, полностью соответствующих возрасту пород фундамента южной окраины Сибирского кратона; образец песчаника ипситской свиты наряду с детритовыми цирконами архей-раннепротерозойского возраста содержит три зерна неопротерозойского возраста, не характерных для пород фундамента южной окраины Сибирского кратона.

Данные аргументы поставили под сомнение выводы о том, что осадочные толщи карагасской серии являются формационно идентичными, и потребовали дополнительных исследований терригенных отложений ипситской свиты. С целью изучения возраста детритовых цирконов, а также литогеохимической характеристики терригенных отложений ипситской свиты и сравнения этих данных с имеющимися материалами для шангулежской и тагульской свит карагасской серии нами были отобраны образцы алевропесчаников базального горизонта ипситской свиты из коренного обнажения, расположенного в стратотипической местности (гора Красивая, п. Сереброво, Тайшетский район, Иркутская область).

В результате проведенных исследований было установлено, что алевропесчаники базального горизонта ипситской свиты по своему минеральному составу отвечают аркозам. Для большинства исследованных образцов характерно наличие признаков эпигенетических изменений, выраженных в виде регенерации обломочных зерен кварца, пелитизации калиевых полевых шпатов с образованием глинисто-гидрослюдистого агрегата, серицитизации плагиоклаза, а также хлоритизации биотита, окварцевании обломков доломита и образовании аутигенного турмалина.

Литохимическая типизация, проведенная с использованием системы петрохимических модулей **[9]**, свидетельствует о петрогенной природе исследуемых пород. Реконструкция составов пород в области источников сноса свидетельствует в пользу того, что одним из основных источников терригенных отложений ипситской свиты являлись кислые магматические породы.

U-Pb изотопные исследования детритовых цирконов из алевропесчаников ипситской свиты производились на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 (New Wave Research) с длиной волны излучения 213 нм в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Из 108 проанализированных зерен детритовых цирконов конкордантные значения были получены для 87. Возраст самого молодого детритового циркона составил 1754 млн лет, самого древнего – 3376 млн лет. Основной пик соответствует возрасту 1900 млн лет (19 зерен). Возраст остальных детритовых цирконов отвечает значениям 1823, 1952, 2013, 2200, 2280 и 2522 млн лет.

Таким образом, сопоставив полученные в ходе данного исследования петрографические, литогеохимические и изотопно-геохронологические характеристики терригенных отложений ипситской свиты с имеющимися данными для нижележащих отложений шангулежской и тагульской свит карагасской серии, можно сделать следующие выводы:

1) терригенные отложения всех трех свит карагасской серии обнаруживают близкие петрографические и литогеохимические характеристики, свидетельствующие о едином источнике обломочного материала;

2) аналогичные возрастные спектры по детритовым цирконам из терригенных отложений шангулежской, тагульской и ипситской свит карагасской серии, полученные в разных лабораториях мира (“Apatite to Zircon, Inc.”, США; Университет наук о Земле, Пекин, Китай; ГИН СО РАН, Улан-Удэ) подтверждают вывод о едином источнике сноса этих пород;

3) с учетом того, что между свитами отсутствуют свидетельства тектонических перемещений, а возрастные спектры, полученные по детритовым цирконам из всех трех свит карагасской серии, совпадают с таковыми для пород южной окраины Сибирского кратона, можно прийти к заключению о том, что накопление осадочных толщ карагасской серии происходило в едином бассейне седиментации за счет сноса в него обломочного материала лишь с южной (в современных координатах) части Сибирского кратона.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 16-17-10180).

[1] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Ч. 1. Новосибирск, 1983. 214 с.

[2] *Брагин С.С.* Некоторые проблемы стратиграфии карагасской серии позднего рифея Присаянья // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 32–39.

[3] *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. 48, № 1. С. 60–79.

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

[5] *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.

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

[7] *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.

[8] *Мотова З.Л., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М.* Возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений карагасской серии (Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. Вып. 13. С. 168–170.

[9] *Юдович Я.Э., Кэтрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 199–201

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА: РАСЧЛЕНЕНИЕ, U-Pb ВОЗРАСТ, КОРРЕЛЯЦИЯ (АНГАРО-КАНСКИЙ БЛОК)

А.Д. Ножкин, И.И. Лиханов

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

В ангаро-канской части Енисейского кряжа Ю.А. Кузнецовым впервые выделены и отнесены к архею канский гранулитогнейсовый и енисейский амфиболитогнейсовый комплексы **[1]**. Архейский возраст этих комплексов показан на изданных геологических картах масштаба 1:200000 и 1:1000000, составленных по результатам последующих геолого-съемочных работ, и в действующей легенде **[2]**. U-Pb возраст протолита этого комплекса, вследствие интенсивного метаморфизма, до сих пор точно не установлен. Формирование его, очевидно, происходило в позднем архее и, возможно, в раннем протерозое, о чем свидетельствуют модельные Sm-Nd данные **[3]**. Глубокие метаморфические преобразования пород канского комплекса (серии) в условиях гранулитовой фации надежно зафиксированы на рубеже 1900±10 млн лет **[4].** Гранулитовый метаморфизм и последующее гранитообразование связаны с формированием Ангарского коллизионного орогена **[5]** в результате амальгамации раннедокембрийских блоков континентальной коры и образования Сибирского кратона.

Енисейский метаморфический комплекс развит преимущественно в правобережье Енисея, на севере и юго-востоке Ангаро-Канского блока, протягиваясь в СЗ направлении на расстояние около 170 км. Находясь в зоне влияния Приенисейского разлома, породы комплекса неоднородно метаморфизованы. Метаморфизм этих пород, отвечал условиям перехода от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации и всему P-T интервалу устойчивости амфиболитовой фации, включая ее верхи **[6]**. Кроме того, они местами мигматизированы и калишпатизированы, пересечены жильными телами метабазитов и гранитоидов.

В составе енисейского комплекса выделяются три метаморфические толщи: амфиболит-мрамор-парагнейсовая (вулканогенно-карбонатно-терригенная), амфиболит-ортогнейсовая (вулканогенная) и мрамор-парагнейсовая (карбонатно-терригенная) **[5, 6]**. Первая толща (1000–1600 м) сложена биотитовыми (±Grt ±Sil) гнейсами и биотит-кварцевыми сланцами, прослоями биотит-амфиболовых плагиогнейсов, доломитовых мраморов и кальцифиров и содержит субпластовые и будинированные тела амфиболитов (базитов). Породы мигматизированы, гранитизированы, включают жильные тела гнейсовидных порфировидных и лейкократовых гранитов и пегматитов. U-Pb возраст амфибол-биотитовых плагиогнейсов, магматическая природа которых строго не доказана, оценен в ~1.88 млрд лет **[4]**. Предполагалось, что формирование их протолитов должно было предшествовать становлению таракских гранитов (возраст 1.84 млрд лет) **[7]**. Разрез второй толщи (~1500 м) представлен биотит-двуполевошпатовыми микрогнейсами и биотит-кварц-полевошпатовыми (±Grt) сланцами, биотитовыми (±Amp) плагиогнейсами, биотит-амфибол-полевошпатовыми сланцами и плагиоклазовыми амфиболитами, протолиты которых отвечают вулканитам **[5, 6]**. На основе анализа парагенезиса метапород, петрохимического и редкоэлементного состава метамагматические породы второй толщи объединены в три ассоциации: андезит-дацит-трахириодацитовую, лейкобазальт-базальтовую и базальт-андезибазальт-трахиандезитовую. Породы этих ассоциаций хорошо обнажены в разрезе по левому берегу Енисея между ручьями Калинкин и Луговской. Вулканическая природа этих метапород впервые была распознана и петрогеохимически доказана в 1979 г. А.Д. Ножкиным **[5]**. U-Pb датированием цирконов (SHRIMP-II) из двух проб метавулканитов андезит-дацит-трахириодацитовой ассоциации установлено, что вулканиты образовались в позднепалеопротерозойское (~1.74 млрд лет) время и испытали метаморфизм на рубеже 750 млн лет **[6]**. Третья толща

(1500–2000 м) образована преимущественно биотитовыми двуслюдяными гнейсами и слюдисто-кварцевыми сланцами, содержащими прослои терригенных кварцитов, отдельные горизонты кальцитовых и доломитовых мраморов. Геологические взаимоотношения между толщами и породами канского гранулитового комплекса тектонические.

Получены новые геохронологические данные по возрасту первой амфиболит-мрамор-парагнейсовой толщи. В правобережье Енисея, ниже ручья Среднего, гранат-биотитовые гнейсы секутся мощным (~15–20 м) телом розово-серых гнейсовидных гранатсодержащих биотитовых порфировидных гранитов, насыщенных многочисленными субпараллельно ориентированными вкрапленниками микроклина. Граниты обладают повышенной радиоактивностью (U – 5 г/т; Th – 39.4 г/т; K – 5.0–5.5 %) и щелочностью (K_2O/Na_2O=2.0–2.5), что весьма сближает их с субщелочными гранитами Таракского массива. Гнейсовидные граниты секутся жилами красных пегматоидных гранитов и среднезернистых лейкогранитов, отличающихся пониженной радиоактивностью (U – 2.1 г/т; Th – 5.9 г/т; K – 3.4 %). Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона, отобранных из гнейсовидных порфировидных гранитов, было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Рассчитанный по изотопным отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ возраст составляет 1844.5±8.2 млн лет, а среднее его значение по $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 1846.5±5.3 млн лет. Полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что возраст жильных гранитов, по существу, аналогичен времени формирования субщелочных гранитов Таракского массива (1837±3 млн лет) **[7]**. Следовательно, формирование осадочных пород первой толщи, включающей субпластовые тела амфиболитов (базитов), осуществлялось до внедрения жильных гранитов таракского типа, но после проявления высокотемпературного метаморфизма в условиях гранулитовой фации, т.е. в сравнительно узком интервале от 1.90 до 1.84 млрд лет.

Ранее метаосадочные и метавулканические ассоциации енисейского метаморфического комплекса по вещественным характеристикам и последовательности формирования коррелировались с вулканогенно-осадочными образованиями сублукской серии Урикско-Ийского и Елашского грабенов в Присаянье **[5]**. Новые результаты изотопно-геохронологических исследований цирконов из жильных гранитов в гнейсах нижней (первой) толщи и метавулканитов (с возрастом 1.74 млрд лет) второй толщи енисейского комплекса позволяют более уверенно коррелировать их соответственно с отложениями нижней, существенно осадочной, части разреза, и средней вулканогенно-осадочной – сублукской серии Урикско-Ийского грабена. Эти два временных события образования вулканогенно-осадочных толщ Ангаро-Канского блока и Присаянья отвечают двум этапам формирования постколлизионных таракских и саянских гранитоидов (1.87–1.84 млрд лет) и внутриплитных А-гранитов (1.75 млрд лет) юго-западной окраины Сибирского кратона **[8]**.

Что касается Елашского грабена, то вулканиты среднего и кислого состава, с возрастом риолитов 1874±10 млн лет **[9]**, наращивают разрез нижней, существенно терригенной, части разреза с горизонтами метабазальтов **[5]** и являются продуктами первого этапа формирования протяженного осадочно-вулканогенного Енисейско-Бирюсинского пояса, развитого в структурах Ангаро-Канского блока, Елашского и Урикско-Ийского грабенов в Присаянье.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014.

[1] *Кузнецов Ю.А.* Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // Материалы по геологии Западной Сибири. № 15 (57). Томск: Изд-во ЗСГУ, 1941. 240 с.

[2] *Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации.* Масштаб 1:200000 (второе издание) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск: ПГО Красноярскгеология, 2002. 200 с.

[3] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л.* Sm-Nd – изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // ДАН. 2008. Т. 423, № 6. С. 795–800.

[4] *Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д.* Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 35–39.

[5] *Ножкин А.Д.* Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика. 1999. Т. 56, № 6. С. 1031–1056.

[6] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.* Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 2. С. 312–332.

[7] *Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.* Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 9. С. 879–889.

[8] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б.* Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd данные // ДАН. 2009. Т. 428, № 3. С. 386–391.

[9] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Мотова З.Л., Львов П.А.* Новый Саяно-Бирюсинский раннепротерозойский вулканоплутонический пояс в южной части Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 82–84.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 202–204

ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КЕМБРИЙСКИХ ЧЕРГИЛЕНСКОЙ И АЛЛИНСКОЙ СВИТ МЕЛЬГИНСКОГО ПРОГИБА БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, roman11021992@mail.ru

Буреинский континентальный массив является наиболее крупной структурной единицей Буреинско-Цзямусинского супертеррейна в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. К наиболее древним образованиям в строении этого массива обычно относятся метаморфические породы амурской серии, а также пространственно сопряженные с ними интрузии амурского и древнебуреинского комплексов **[1, 2]**, которым традиционно приписывается архейский возраст. В то же время, как показали результаты геохронологических исследований, в составе этих комплексов оказались объединенными разновозрастные, но не раннедокембрийские, а более молодые (палеозойские и мезозойские) породы **[4]**.

К палеопротерозойским образованиям Буреинского массива в схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относят слюдистые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также интрузии габброидов и гранитоидов нятыгранского комплекса **[1, 2]**. Как показали результаты геохронологических исследований, габброиды и гранитоиды нятыгранского интрузивного комплекса имеют не палеопротерозойский, а неопротерозойский возраст **[5, 6]**. Не исключено, что эти интрузивные образования являются самыми древними на территории этого массива.

Вендские и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитолиты и археоциаты (мельгинская, чергиленская и аллинская свиты), представлены в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба **[1, 3]**.

Большую часть площади Буреинского континентального массива занимают выходы ранне- и позднепалеозойских, а также раннемезозойских гранитоидов **[2, 3]**.

Таким образом, Буреинский континентальный массив представляет собой коллаж разновозрастных и различных по составу геологических комплексов, при этом на данный момент наименее исследованными из них являются те, которым условно приписывается докембрийский и кембрийский возраст. Эта неопределенность создает существенные трудности в понимании истории формирования как этого массива в частности, так и истории развития восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В данном сообщении представлены результаты геохимических, U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований кембрийских чергиленской и аллинской свит, выполняющих Мельгинский прогиб в центральной части Буреинского континентального массива.

Мельгинский прогиб (или трог) находится в центральной части Буреинского континентального массива. Кембрийские отложения Мельгинского прогиба образуют единую последовательность с вендскими. Они разделены на две согласно залегающие свиты: чергиленскую и аллинскую.

Чергиленская свита – углисто-глинистые, известково-глинистые и серицито-кремнистые сланцы, алевролиты и песчаники с горизонтами и пластами конгломератов и гравелитов. В средней части мощный горизонт известняков с археоциатами и водорослями в его основании и кровле. Аллинская свита – песчаники с подчиненными прослоями, линзами конгломератов и известняков с археоциатами **[3]**.

Полевошпат-кварцевые песчаники чергиленской свиты – породы светло-серо-желтого цвета с псаммитовой мелко- и среднезернистой структурой и массивной текстурой. Сложены кварцем (60–70 %), плагиоклазом (8–14 %), калиевым полевым шпатом (~9 %) с фрагментами микрокварцитов (~5 %). Содержание цемента ~15 %. Акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит и ильменит.

Полевошпат-кварцевые песчаники аллинской свиты представлены разностями темно-серого цвета с псаммитовой средне- и крупнозернистой структурой и массивной текстурой. Сложены преимущественно кварцем (55–68 %), калиевым полевым шпатом (13–19 %), плагиоклазом (5–9 %) с фрагментами микрокварцитов (5–6 %) и карбонатов (~2 %). Содержание цемента ~7 %. Акцессорные минералы – апатит, ортит, циркон, магнетит и ильменит.

На классификационной диаграмме $\log(SiO_2/Al_2O_3)$-$\log(Fe_2O_3/K_2O)$ составы терригенных пород обеих свит отвечают аркозам. Распределение редкоземельных элементов в песчаниках чергиленской и аллинской свит имеет умеренно дифференцированный характер ((La/Yb)n= =3.95–7.40), при отчетливой европиевой аномалии (Eu/Eu*=0.30–0.39). На диаграммах нормирования составов пород к верхней континентальной коре мы можем видеть, что породы чергиленской и аллинской свит имеют дефицит Pb, Nb, Ta и, особенно, Sr, по сравнению с составом верхней континентальной коры. Кроме того, следует обратить внимание на то, что исследуемые породы деплетированы в отношении Sc, Co, V, Ni.

Относительно низкие концентрации CaO, MgO, Co, Sc и, наоборот, высокие SiO_2, LREE указывают на то, что основным источником кластического материала для кембрийских песчаников чергиленской и аллинской свит Буреинского массива являлись породы кислого состава. Величины химических индексов CIW, CIA, WIP в песчаниках аллинской свиты существенно выше, чем в песчаниках чергиленской свиты. Это свидетельствует о том, что первые сформировались за счет первичных пород, в большей степени преобразованных процессами химического выветривания.

U-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования выполнены в Университете штата Аризона (лаборатория Arizona LaserChron Center).

Среди изученных детритовых цирконов (130 зерен) из кварц-полевошпатового песчаника (обр. K-30-1) чергиленской свиты обнаружены 117 зерен этого минерала, которые характеризуются конкордантными оценками возраста. Доминирующими являются цирконы неопротерозойского (пики ~824 Ma, ~934 Ma) и мезопротерозойского (пики ~1177 Ma, ~1380 Ma, ~1445 Ma) возраста. Присутствует также некоторое количество палеопротерозойских цирконов (пик ~1629 Ma), а также единичные зерна архейского возраста. Конкордантный возраст самого молодого зерна циркона 817±13 Ma.

Из 112 зерен детритовых цирконов из кварц-полевошпатового песчаника (обр. 101921) аллинской свиты конкордантные оценки возраста получены только для 96. Доминирующими являются цирконы неопротерозойского (пики ~776 Ma, ~944 Ma) и мезопротерозойского (пики ~1234 Ma, ~1345 Ma, ~1457 Ma) возраста. Присутствуют также единичные зерна палеопротерозойских цирконов. Конкордантный возраст самого молодого зерна циркона 773±8 Ma.

Полученные данные указывают на то, что в строении Буреинского массива должны присутствовать неопротерозойские и мезопротерозойские магматические или (и) метаморфические комплексы, которые бы являлись главными источниками цирконов в исследуемых осадках. В настоящее время получены данные **[5, 6]** о том, что в истории этого массива выявлены как минимум два тектономагматических события: ~933–940 Ma и ~804–789 Ma. Вопрос об источниках более древних цирконов остается открытым.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-55-53005).

[1] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[2] *Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.* Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.

[3] *Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья*. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.

[4] *Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.Л., Чан С.Л., Ли Х.Я., Толмачева Е.В.* Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2013. Т. 453, № 4. С. 416–419.

[5] *Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П.* Габбро-гранитная ассоциация раннего неопротерозоя в строении Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохимические и геохронологические данные // ДАН. 2016. Т. 471, № 6. С. 712–717.

[6] *Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М. и др.* Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого

пояса: возраст, источники, геодинамические обстановки проявления // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 10 (в печати).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 205–206

РОЛЬ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И КАРБОНАТИЗИРОВАННОЙ МАНТИИ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

А.Б. Перепелов[1], С.С. Цыпукова[1], Е.И. Демонтерова[2], А.В. Иванов[2], Ю.Д. Щербаков[1], Д. Одгэрэл[3], Д. Батульзий[4]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, alper@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dem@crust.irk.ru
[3] Улан-Батор, Монголия, Институт палеонтологии и геологии МАН, d_odgerel@yahoo.com
[4] Улан-Батор, Монголия, Монгольский университет науки и технологий, ulzii@must.edu.mn

Исследования позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии показали, что в образовании проявленных здесь щелочно-базальтовых магм принимают участие гетерогенные источники вещества **[1]**. Установлено, что в этой области внутриплитной тектономагматической активизации на протяжении последних ~25 млн лет (от позднего олигоцена и до плиоцена) составы щелочно-базальтовых магм в развитии отдельных вулканических ареалов закономерно изменяются во времени, а их проявления в целом обладают латеральной вещественной зональностью. Обнаружение в базальтоидах и в перидотитовых включениях карбонатных (кальциты, доломиты) и сульфидных фаз, а также специфические особенности распределения в породах ряда редких элементов (обеднение Th, U, PGE) свидетельствуют об участии в происхождении щелочно-базальтовых магм региона рециклированного вещества океанической литосферы и карбонатизированной мантии. Изотопно-геохимические и минералогические признаки участия гетерогенных источников вещества в образовании щелочно-базальтовых магм дают при этом необходимые предпосылки к установлению природы плюмов или расплавных аномалий, развитие которых в регионе установлено по геофизическим данным **[2, 3]**.

Особенности распределения редких элементов в базальтоидах позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии в сравнении со средним составом OIB выражаются в их относительном обогащении такими литофильными элементами, как Rb, Ba, K, и в меньшей степени – Sr и P, тогда как U, Th и HREE демонстрируют заметно более низкие концентрации. Особенно отчетливо выглядит обеднение пород U и Th с образованием на графиках нормированных концентраций глубоких минимумов для этих элементов. Известно, что минералом концентратором радиоактивных элементов в щелочно-базальтовых магмах может являться апатит, но его фракционирование, которое могло бы привести к обеднению этими компонентами остаточных расплавов, в данном случае вряд ли возможно. Апатит кристаллизуется в породах только на уровне микролитов на завершающей стадии кристаллизации расплавов, но также обнаружен в виде включений в кальцитовой фазе. Предполагается, что дефицит U и Th в позднекайнозойских базальтоидах Северной Монголии может быть связан или с особенностями минерального состава источника магм, или с выносом этих элементов из расплавов в условиях их высокого насыщения карбонатным флюидом. Последнее предположение основано на данных экспериментальных исследований, показывающих, что карбонатные фазы характеризуются высокими коэффициентами распределения U и Th по отношению к силикатному расплаву **[4]**. Другим объяснением дефицита радиоактивных элементов может быть присутствие в источнике магм Ca-перовскитового компонента, который также является минералом-концентратором U и Th. В этом случае необходимо предполагать, что высокая активность карбонатного флюида в развитии вулканических ареалов Северной Монголии связана с его отделением от эклогитизированного вещества океанической литосферы в условиях высоких давлений на уровне переходного слоя мантии. Эта версия нуждается в поиске дополнительных изотопно-геохимических признаков и анализе имеющихся экспериментальных данных по условиям высокобарического преобразования вещества.

Предполагается, что океаническая литосфера, субдуцированная в мантию в процессе закрытия в регионе Палеоазиатского океана, стагнирует вблизи переходной зоны мантии и преобразуется в условиях высоких давлений, что приводит к эклогитизации пород и к интенсивному выделению карбонатного вещества с образованием «газированной» мантии. После длительного периода стагнации литосферного материала и затем в результате протекания плюм-тектонических событий происходит подъем на более верхние уровни астеносферной и в литосферную верхнюю мантию новообразованных расплавов и флюидов. Этот процесс приводит к фертилизации перидотитовой мантии и затем, в кайнозое, к формированию щелочно-базальтовых магм с вещественными признаками рециклированного вещества океанической литосферы. Такие признаки наиболее отчетливо проявлены для базальтоидов начальных этапов развития вулканических ареалов или для щелочно-базальтовых магм, формирующихся в условиях низких степеней плавления мантийного субстрата. На более поздних этапах вулканизма, в условиях активного рифтогенеза и образования магм на уровне умеренно фертилизированной мантии, происходит снижение роли рециклированного вещества океанической литосферы в формировании расплавов. Полученные минералого-геохимические свидетельства участия в образовании щелочно-базальтовых магм рециклированного вещества эклогитизированной океанической литосферы и карбонатизированной мантии позволяют предполагать, что кайнозойская вулканическая активность в Северной Монголии была связана с верхнемантийным астеносферным плюмом.

Исследования выполнены при поддержке гранта Президента РФ НШ-9638.2016.5 и РФФИ (проекты № 15-05-05130_а, 16-55-44030-Монг_а).

[1] *Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Пузанков М.Ю., Одгэрэл Д., Бат-Улзий Д.* Эклогитовый след в эволюции позднекайнозойского щелочно-базальтового вулканизма юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны – геохимические признаки и геодинамические следствия // ДАН. 2017. Т. 476, № 5 (в печати).

[2] *Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A.* Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews. 2015. V. 148. P. 18–43.

[3] *Чувашова И.С., Рассказов С.В., Йи-минь С.* Новейшая геодинамика Центральной Азии: первичные и вторичные мантийные расплавные аномалии в контексте орогенеза, рифтогенеза и движения-взаимодействия литосферных плит // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 1. С. 45–80.

[4] *Zhang Y., Liu Y., Hu Z., Zong K., Chen H., Chen C.* Low-$\delta^{13}C$ carbonates in the Miocene basalt of the northern margin of the North China Craton: Implications for deep carbon recycling // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 144. P. 110–125.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 207–209

ПИЖОНИТОВЫЕ ГРАНУЛИТЫ В ЭКЗОКОНТАКТЕ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА СВЕТЛЫЙ БОР: ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ И ВРЕМЕНИ ИНТЕГРАЦИИ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В ПЛАТИНОНОСНОМ ПОЯСЕ УРАЛА

Е.В. Пушкарев

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, pushkarev@igg.uran.ru

Важным элементом геологического строения дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов в платиноносном поясе Урала являются экзоконтактовые ореолы динамотермальных метаморфических пород, которые, по данным А.А. Ефимова **[1]**, могут быть отнесены к гранулитам умеренного и низкого давления, контактовым роговикам пироксеновой фации или амфиболовым диафторитам по ним (кытлымиты). По составу среди них преобладают основные породы, но встречаются породы, обогащенные кварцем, вплоть до кварцитов, метапелиты, карбонатные породы и скарны по ним. Представления о природе субстрата этих пород и механизме формирования роговиков могут быть сведены к двум моделям: 1) роговики – это высокотемпературные экзоконтактовые породы, образовавшиеся на уровне окончательного становления гипербазит-габбровых тел по вмещающим вулканогенно-осадочным породам Тагильской зоны **[3, 4]**, 2) роговики – это динамотермальные метаморфические породы, «приваренные» к габбро-гипербазитовым телам при их внедрении в нижнюю кору и выведенные совместно на уровень эрозионного среза **[1]**. В процессе этого выведения метаморфические породы вместе с габброидами и гипербазитами испытывают высокотемпературные твердопластические деформации и перекристаллизацию, которые развиваются по тренду снижения давления и температуры и отражают регрессивную направленность преобразований. Как правило, наиболее ранние парагенезисы, соответствующие времени интеграции мантийно-коровых комплексов, в метаморфических породах не сохраняются. Несмотря на это, по параметрам минеральных равновесий, интенсивности и стилю деформаций и по сопутствующим явлениям гранитного анатексиса экзоконтактовые метаморфические породы, окружающие массивы платиноносного пояса Урала, резко контрастируют с умеренно-, и низкометаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами Тагильской зоны. Представляется, что экзоконтактовые метаморфические породы могут дать информацию о времени внедрения габбро-гипербазитовых массивов **[2]**, так как изотопное датирование ультраосновных пород сопряжено с объективными трудностями. Однако степень изученности метаморфических пород из экзоконтактовых ореолов мафит-ультрамафитовых массивов Урала явно недостаточна. В связи с этим несомненный интерес представляют пижонит-гранатовые гранулиты, обнаруженные нами в восточном экзоконтакте дунит-клинопироксенитового массива Светлый Бор на Среднем Урале. Эти породы отражают пиковые условия динамотермального контактового метаморфизма при внедрении ультраосновных пород в нижние толщи земной коры.

Массив Светлый Бор располагается в 20 км к северо-западу от города Качканар. Он имеет вытянутую в меридиональном направлении форму и размеры, примерно, 7.5×4.0 км. Центральное ядро массива сложено крупно- и среднезернистыми дунитами с железистостью f=0.08–0.11. Дуниты окружены узкой каймой оливиновых клинопироксенитов, максимальная мощность которых достигает 300–500 м. Пижонит-гранатовые гранулиты залегают в северо-восточном экзоконтакте массива, где мощность клинопироксенитовой оболочки редуцирована и составляет не более 10–20 м. Экзоконтактовые метаморфические породы имеют мощность не менее 200–300 м и сменяются восточнее амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. Вместе с пижонитовыми гранулитами в экзоконтактовом ореоле встречаются двупироксеновые гранулиты, амфибол-пироксеновые роговики, амфибол-плагиоклазовые роговики (кытлымиты), гранат-биотито-

вые гнейсы, гранатовые кварциты и другие породы. Часть этих пород образовались по вулканогенным, а часть – по осадочным субстратам.

Пижонитовые гранулиты представлены мелкозернистыми, тонкополосчатыми породами с порфиробластовой микроструктурой. Они состоят из пижонита, ферросилита, геденбергита, граната, темно-коричневого амфибола, гемоильменита, плагиоклаза, кварца и акцессорного апатита. Доля модального кварца варьируется и может достигать 50 %, что определяет широкие вариации SiO_2 в породах. Особенностью гранулитов является высокое содержание железа, достигающее 19 мас. % и низкие концентрации магния, что определяет высокую железистость – пород f=0.8–0.9. По составу они близки к эвлизитам и гиперстеновым диорито-гнейсам архейского тараташского комплекса на Южном Урале **[5, 6]**.

Все темноцветные минералы гранулитов характеризуются высокой железистостью – f>0.76. Гранаты представлены альмандинами с 20 % Ca-компонента и соответствуют гранатам амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Порфиробласты пироксена сложены ферросилитом (f=0.81–0.82), содержащим около 0.6 % Al_2O_3 и 1–2 % CaO. Мелкие ксеноморфные и призматические зерна пироксена в основной ткани породы соответствуют пижониту, часто с хорошо проявленными структурами распада твердого раствора. Содержание CaO в пижоните варьируется от 2.5 до 8.0 %, при средних содержаниях в интервале 3.4–4.0 мас. % CaO. Содержание CaO в распадном клинопироксене не поднимается выше 17.5 мас. %. Амфибол по составу относится к ферропаргаситу или феррогастингситу с железистостью 0.83–0.84. Плагиоклаз представлен олигоклазом An_{25}. Рудные минералы образуют ассоциацию ильменит, магнетит, гематит. Часто они образуют закономерные срастания при распаде твердого раствора гемоильменита, типичного минерала гранулитовых комплексов. Температура равновесия трехпироксеновой ассоциации соответствует 850 °C **[9]** и давлению около 6 кбар. Такому же давлению отвечает амфибол-плагиоклазовое равновесие **[8]**. Полученные P-T параметры соответствуют гранулитовой фации и позволяют интерпретировать экзоконтактовые породы как гранулиты, а не как пироксеновые роговики. Особенности состава пород указывают на то, что субстратом для них могли служить высокожелезистые осадочные породы, сходные по составу с субстратами архейских гранулитов и кристаллических сланцев тараташского комплекса на Южном Урале **[5, 6]**.

Возраст пижонит-гранатовых гранулитов и сопровождающих их биотитовых гнейсов определен U-Pb методом по цирконам на приборе SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) и Ar-Ar методом по амфиболу (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). В пижонитовых гранулитах было выделено два типа цирконов: 1) редкие, непрозрачные, темно-коричневые цирконы с высоким содержанием U и Th, образующие призматические зерна размером 100–200 мкм, 2) преобладающие светло-желтые, прозрачные цирконы, образующие идиоморфные зерна размером 50–100 мкм. Из биотитовых гнейсов была выделена только одна популяция циркона, представленного призматическими прозрачными зернами светло-желтого цвета. Светлые цирконы из пижонитовых гранулитов образуют компактный конкордантный кластер с возрастом 415 млн лет, а коричневые цирконы, вследствие высоких содержаний U и Th, не могут быть датированы методом SHRIMP. Цирконы из биотитовых гнейсов образуют один конкордантный кластер с возрастом 427 млн лет. Возраст коричневого амфибола из пижонитовых гранулитов, определенный Ar-Ar методом, соответствует 408–405 млн лет, что вследствие более низких температур закрытия калий-аргоновой системы не противоречит цирконовым датировкам.

Формирование текстурно-структурных особенностей и высокотемпературных парагенезисов пижонитовых гранулитов в экзоконтактовом ореоле массива Светлый Бор в платиноносном поясе Урала связано с положительной термальной аномалией, возникающей при внедрении ультраосновных масс в толщи земной коры. P-T-параметры интеграции мантийных и коровых пород соответствуют условиям гранулитовой фации: P=6–7 кбар, T=850 °C. Время интеграции приблизительно может быть оценено как поздний силур (427 млн лет), после чего мантийно-коровый комплекс испытывает совместную деформационную и термальную историю по регрессивному тренду, последние этапы которой соответствуют раннему девону и имеют возраст 408–405 млн лет. Эти оценки близки к ранее полученному возрасту метаморфических пород в экзоконтакте Тагильского габбрового массива **[2]** платиноносного пояса, но существенно моложе возраста метаморфических пород из основания Тагильской островной дуги **[7]**. Вопрос о том, могут ли последние служить субстратом для экзоконтактовых гранулитов и роговиков или они образовались по высокожелезистым осадочным породам более древнего, предположительно архейского, возраста, остается открытым.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ (проект № 16-05-00202).

[1] *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
[2] *Иванов К.С., Наставко Е.В.* Новые данные о возрасте Тагильского комплекса платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2014. № 6. С. 77–87.
[3] *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.
[4] *Каретин Ю.С.* Геология и вулканические формации района уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 275 с.
[5] *Ленных В.И., Петров В.И.* Эвлизиты, магнетит-гиперстеновые породы и магнетитовые кварциты Южного Урала // Петрология и железорудные месторождения Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 119–136.
[6] *Панков Ю.Д.* Геология, петрография и генезис месторождений магнетитовых кварцитов // Петрология и железорудные месторождения Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 87–122.
[7] *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И., Тристан Н.И., Маслов А.В., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П.* Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы // ДАН. 2010. Т. 432, № 4. С. 499–505.
[8] *Ферштатер Г.Б.* Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 195–218.
[9] *Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 477–493.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 210–212

ЗОНАЛЬНОСТЬ ИСТОЧНИКОВ ВУЛКАНИЗМА 18–12 МЛН ЛЕТ НАЗАД В ЛИТОСФЕРЕ ХАМАРДАБАНСКОГО ТЕРРРЕЙНА, РАСПЛЮЩЕННОЙ У КРАЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ V_S-РАЗРЕЗА

С.В. Рассказов[1, 2], Т.А. Ясныгина[1], И.С. Чувашова[1, 2], В.В. Мордвинова[1], Ю. Аило[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rassk@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет

В пионерных трудах А.В. Львова, Е.В. Павловского и Н.А. Флоренсова была высказана идея о сходстве структуры Байкальской впадины с впадинами Северо-Восточной Африки, окончательно утвердившаяся с принятием в 1960-х гг. концепции континентального рифтогенеза и введением Байкальской рифтовой зоны в категорию классических внутриконтинентальных структур растяжения. При изучении осадочных и вулканогенных формаций развивались представления о единой структуре рифтовой зоны **[7, 15]**. В одной из ранних работ **[6]** предполагалось открытие Байкальской впадины при левосторонних сдвиговых смещениях по Главному Саянскому разлому с амплитудой до 15 км. Позже эта же идея была воплощена в варианте палинспастических реконструкций **[2]**. В ходе накопления инструментальных данных о механизмах очагов землетрясений и структурных наблюдений деформаций верхней части коры в активных разломах предполагались различные варианты направлений и характера новейших движений коры. Допускалось единообразное сочетание структурных элементов рифтовой зоны на границе между расходящимися жесткими «литосферными плитами», одними авторами, – с полюсом вращения на плато Путорана **[14]**, другими – с полюсом вращения на северо-восточном окончании рифтовой зоны **[4, 5]**. В первой гипотезе предполагалось согласованное структурное развитие Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины. Кайнозойские и современные деформации литосферы связывались с левосторонними сдвиговыми («трансформными») смещениями вдоль Байкало-Мондинского разлома **[8, 13]**. Во второй гипотезе допускалась смена характера движений коры Южного Байкала и Тункинской долины **[4]**.

Более конкретные выводы были сделаны при изучении позднекайнойского вулканизма. Вращением в рифтовой зоне объяснялось увеличение его масштабов от Удоканского поля через Витимское к полям Саяно-Хамардабанской области **[16]**. Характер пространственно-временной вулканической эволюции связывался с продольными изменениями деформаций, обусловившими сегментное строение Байкальской рифтовой системы **[10]**. Из-за отсутствия смещений раннесреднемиоценовых вулканических реперов Быстринской и Камарской зон в крыльях Главного Саянского и Байкало-Мондинского разломов **[11]** предположения о крупномасштабных сдвигах по этим разломам были поставлены под сомнение.

Гипотезы о строении и развитии рифтовой системы могут тестироваться в настоящее время исходя из идентификации пространственно-временной активности литосферных и подлитосферных источников новейшего геодинамического этапа при анализе детальных сейсмотомографических моделей коры и подстилающей мантии. В настоящей работе для решения вопроса о структурном соотношении сегментов Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины проводится анализ данных о пространственно-временной эволюции вулканизма и активизации его источников на территории Юго-Западного Прибайкалья в сопоставлении с сейсмотомографической моделью S-волн **[9]**.

В западной части Тункинской долины действовали вулканы Быстринской линейной зоны и Култукского транстенсионного сочетания Камарской и Становой зон. Быстринскую линейную зону образуют вулканы Зыркузунский, Анчукский и Карьерный, Камарскую зону – Култукский и Сухой, Становую зону – Метео и Широкий. Камарская зона протягивается субпараллельно Быстринской линейной зоне, Становая – обозначает дополнительную правостороннюю кулису. Время «горячей» транстенсии литосферы ограничивается интервалом вулканической активности с 18 до 12 млн лет назад **[1, 11]**.

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb фигуративные точки вулканических пород смещены от мантийного тренда MORB–OIB и характеризуют источники континентальной литосферы. В Быстринской зоне реконструируются зачатки ее деламинации на двух магмогенерирующих уровнях сравнительно глубинной (гранатовой) фации мантийных перидотитов. Один из уровней был обеднен компонентом средней части коры, другой – компонентом нижней коры. Микроэлементное моделирование свидетельствует о слабом частичном плавлении мантийного материала, не превышающем 7 %.

В отличие от Быстринской зоны, в Култукском транстенсионном сочетании зон в плавление вовлекались источники континентальной литосферы не только сравнительно глубинной (гранатовой) фации перидотитов, но и менее глубинной (безгранатовой) фации с увеличением частичного плавления до 20 %. Уменьшение глубины источников в восточном направлении, от Быстринской зоны к Камарской (по направлению к Байкалу), сопровождается усилением их плавления. Под Култукским вулканом около 18 млн лет назад плавился источник, комплементарный средней коре, а магмы, излившиеся около 13 млн лет назад, были контаминированы материалом нижней коры. Под вулканами Сухой, Метео, Широкий имело место частичное плавление модифицированных источников, близких к источнику E-MORB и более обедненных. На вулкане Метео в интервале 18.1–17.5 млн лет назад магмы из безгранатового источника сменились магмами из гранатсодержащего субстрата. На вулкане Сухой промежуточный состав магм, излившихся 16–15 млн лет назад, сменился магмами 13–12 млн лет назад из двух индивидуальных источников с гранатом малых степеней плавления и без граната, более высоких степеней плавления. Подобные группы составов из гранатсодержащего и безгранатового источников были представлены на вулкане Широкий.

На VS-разрезе по профилю п. Монды – п. Хурамша **[9]** выделяется низкоскоростная зона, погружающаяся от Тункинской впадины вдоль долины в восточном направлении под Южный Байкал на глубину до 70 км. Зона оканчивается под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины резкой латеральной сменой скоростей S-волн (станция Талая – TAL). Андерплэйтинг высокоскоростного материала (4.4–4.5 км/с) сопровождается отторжением низкоскоростного блока (4.2–4.3 км/с) от основания коры и его опусканием в мантию. На глубине 40–50 км скорость снижается до 4.1 км/с под западной частью Тункинской долины и превышает 4.3 км/с под Южным Байкалом. На глубине 50–70 км скорость, наоборот, превышает 4.5 км/с под западной частью Тункинской долины и снижается до 4.2 км/с под Южным Байкалом.

Тункинская долина заложилась вдоль зоны коллизии Хамардабанского террейна и Сибирского кратона, обозначившейся образованием Слюдянского метаморфического субтеррейна **[3]**. Зональный метаморфизм отразил раннепалеозойское расплющивание литосферы Хамардабанского террейна о жесткий край кратона. Латеральный скоростной переход под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины свидетельствует о новейшей динамической неустойчивости коромантийной границы. Литосфера Слюдянского субтеррейна вновь расплющивается в связи с распространением процессов конвергенции Индостана и Азии.

В районе пос. Култук шовная зона Сибирского кратона резко меняет направление от запад-северо-западного Главного Саянского разлома на субширотное Обручевского. Вертикальная амплитуда новейших движений по Обручевскому разлому составила около 4 км при слабой активизации Главного Саянского разлома в условиях застопоривания движений сжимающим эффектом. Литосфера Южного Байкала также испытывала сжатие, отразившееся в образовании мел-палеогенового протоподнятия **[12]**. Растяжение и погружение впадины Южного Байкала, начавшиеся в раннем–среднем миоцене, были спровоцированы растяжением литосферы Восточной Азии вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора. Возникший диссонанс между сжимающимся Еловско-Култукским и растягивающимся Южно-Байкальским сегментами повлек за собой боковой отпор с ее транстенсией и деламинацией. Эти процессы, имевшие место 18–12 млн лет назад, отразились в субширотной зональности источников вулканизма Быстринской и Камарской зон.

В заключение отметим, что идеи о характере деформаций в Байкальской рифтовой системе, сформулированные разными авторами в 1960-х гг. и позже, были основаны на восприятии современной структуры растяжения верхней части коры. Мы исходим из предположения об определяющей роли в новейшей активизации литосферы ее древней структурной неоднородности и интерпретируем низкоскоростную зону, погружающуюся от Тункинской долины под Южный Байкал, как результат раннепалеозойского конвергентного взаимодействия литосферы Хамардабанского террейна с жестким краем фундамента Сибирского кратона. Новейшее

возобновление конвергенции отразилось в гравитационной неустойчивости коромантийного перехода в области сочленения Тункинской долины с Южно-Байкальской впадиной, сопровождавшейся «горячей» транстенсией литосферы в интервале 18–12 млн лет назад. Плавление материала в источниках с течением времени менялось. Прекращение вулканизма свидетельствовало о структурной перестройке литосферы, в результате которой последующее проникновение выплавок на земную поверхность стало невозможным. «Горячая» транстенсия интерпретируется как показатель переходных деформаций литосферы 18–12 млн лет назад между режимами деформаций, обусловившими мел-палеогеновое протоподнятие и неоген-четвертичное погружение Южного Байкала. Погружение сопровождалось «горячей» транстенсией и усугублялось после ее прекращения, т.е. в последние 12 млн лет. Резкая смена активизации литосферы при изменении простирания шва кратона от Главного Саянского разлома к Обручевскому отражена в современных сейсмогенных деформациях Южно-Байкальской впадины, не распространяющихся в Тункинскую долину.

Исследования проводились частично в рамках работ Китайско-Российского исследовательского центра Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде.

[1] *Аило Ю., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Сие Чжэньхуа, Сунь Йи-минь.* Базальты Быстринской зоны из источников континентальной литосферной мантии, Тункинская долина Байкальской рифтовой системы // Геология и окружающая среда. 2017. Т. 1, № 1. С. 27–43.

[2] *Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г.* Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника. 1990. № 2. С. 80–91.

[3] *Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Бараш И.Г.* Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палезоид. Состояние проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. С. 37–40.

[4] *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.

[5] *Зорин Ю.А., Корделл Л.* Растяжение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по гравиметрическим данным // Известия АН СССР, серия Физика Земли. 1991. № 5. С. 3–11.

[6] *Ламакин В.В.* Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с. (Труды Геологического института, вып. 187).

[7] *Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.

[8] *Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К.* Култукское землетрясение 2008 г. с M_W=6.3 на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 7–8. С. 42–62.

[9] *Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С.* Скоростное строение южной окраины Сибирского кратона и его складчатого окружения по объемным волнам далеких землетрясений // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017. Т. 4, № 1. С. 37–41.

[10] *Рассказов С.В.* Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 4. С. 60–70.

[11] *Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В.* Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, № 2. С. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

[12] *Рассказов С.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Чувашова И.С., Аль-хамуд А., Хассан А., Алокла Р.* Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту // Геология и окружающая среда. 2017. Т. 1, № 1. С. 7–15.

[13] *Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014. 359 с.

[14] *Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 461–464.

[15] *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

[16] *Rasskazov S.V.* Magmatism related to the East Siberia rift system and the geodynamics // Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine. 1994. V. 18, № 2. P. 437–452.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 213–215

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРИАСОВОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОГО ДЖИГДИНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

А.А. Родионов, И.В. Бучко

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, scream_amsu@mail.ru

Юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона характеризуется широким проявлением разновозрастного ультрамафит-мафитового магматизма, при этом один из наиболее мощных этапов приходится на рубеж перми и триаса. От понимания генетических особенностей формирования этого магматизма зависит разработка корректной модели формирования этой крупнейшей геологической структуры. В данном сообщении представлены результаты минералогических и геохимических исследований триасового габбро-монцодиоритового Джигдинского массива.

Исследуемый Джигдинский массив находится в пределах Иликанского террейна в западной части Джугджуро-Станового супертеррейна. Вмещающими для него являются метаморфические породы иликанской серии. Массив сложен габбро, габбро-диоритами, монцогаббро, монцодиоритами, характеризующимися постепенными переходами внутри этой группы пород. Согласно существующим представлениям, массив относится к хорогочинскому **[2]** или ханимайскому **[1]** комплексу метаморфизованных базитов и ультрабазитов условно раннеархейского возраста. В то же время в результате недавно проведенных геохронологических исследований показано, что возраст монцогаббро Джигдинского массива составляет 244±5 млн лет (U-Pb метод по цирконам) **[3]**.

Габбро, габбро-диориты, монцогаббро, монцодиориты Джигдинского массива представляют собой мелко- и среднезернистые породы с массивной текстурой и габбровой структурой.

Состав клинопироксенов представлен в основном авгитом ($Wo_{22-28}En_{52-54}Fs_{38}$). При этом для большинства минералов характерно высокое содержание MgO>15 %, SiO_2>54 %. Другими особенностями состава клинопироксенов является их умеренная магнезиальность (#Mg=60–70), низкие содержания Al^{VI} и TiO_2.

Состав плагиоклазов варьируется от лабрадора An_{57} до олигоклаза An_{14}. Анализ химических составов этого минерала позволяет констатировать, что содержание в них анортитовой составляющей не поднимается выше 57. Следует также отметить увеличение содержаний SiO_2, Na_2O и уменьшение CaO при снижении количества Al_2O_3.

Амфиболы из габбро и габбро-диоритов относятся к Ca-амфиболам (Ca_B>1.50). Первично магматические амфиболы относятся преимущественно к магнезиальной низкотитанистой роговой обманке, вторичные – к магнезиальной высокотитанистой роговой обманке, актинолиту. Для всех амфиболов характерно закономерное снижение содержаний FeO*, Na_2O и увеличение SiO_2, MgO при снижении Al_2O_3.

Габбро, габбро-диориты по соотношению SiO_2 (48.8–53.4 %) и суммы K_2O+Na_2O (3.3–4.9 %) соответствуют нормально-щелочным породам. Им свойственны умеренные содержания Al_2O_3 (14.1–16.9 %), TiO_2 (0.6–1.0 %), CaO (7.4–8.9 %), высокие значения отношения FeO*/MgO (2.2–2.8), присущие породам толеитовой серии. Распределение редкоземельных элементов в габбро умеренно дифференцировано, о чем свидетельствует величина отношения ($[La/Yb]_n$=6–12). В большинстве образцов отмечается положительная европиевая аномалия (Eu/Eu^*до 1.7–2.5). Графики нормированных к примитивной мантии концентраций редких элементов иллюстрируют обогащение пород в отношении Ba=330–1030 мкг/г, Sr=1560–2200 мкг/г, при дефиците Nb=0.5–2.0 мкг/г, Ta=0.02–0.50 мкг/г, Th=0.09–0.43 мкг/г, U=0.02–0.09 мкг/г.

В монцогаббро и монцодиоритах при том же уровне кремнекислоты величина суммы K_2O+Na_2O составляет 5.5–6.8 %, что свойственно породам повышенной щелочности. В монцо-

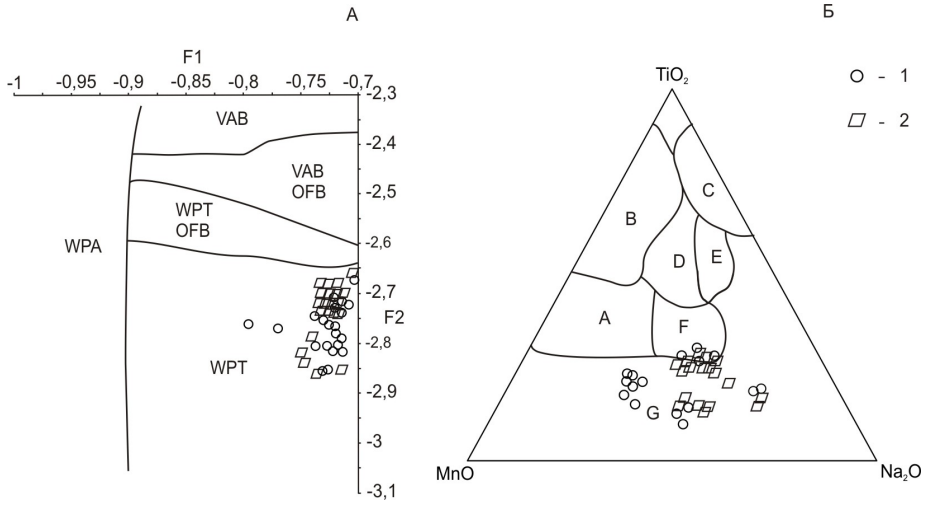


Рис. 1. Тектонические дискриминационные диаграммы для пироксенов из пород Джигдинского массива.
F1=−0.012×SiO_2−0.0807×TiO_2+0.0026×Al_2O_3−0.0012×FeO*−0.0026×MnO+0.0087×MgO−0.0128×
×CaO−0.0419×Na_2O; F2=−0.0469×SiO_2−0.0818×TiO_2−0.0212×Al_2O_3−0.0041×FeO*−0.1435×MnO−0.0029×
×MgO+0.0085×CaO+0.0160×Na_2O. Буквами обозначены поля: A – VAB, B – OFB, C – WPA, D – все типы базальтов, E – VAB+ WPT+ WPA, F – VAB+ WPA, G – WPA. VAB – базальты вулканических дуг, OFB – базальты океанического ложа, WPT – внутриплитные толеиты, WPA – внутриплитные щелочные базальты **[5]**. *1* – минералы габбро, габбро-диоритов; *2* – монцогаббро, монцодиоритов.

габбро и монцодиоритах отмечается увеличение концентраций TiO_2 (1.1–1.4 %), значений отношения FeO*/MgO (до 4.3), некоторое уменьшение CaO (6.5–8.6 %). Рассматриваемым породам присуще резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($[La/Yb]_n$=12–16) при отсутствии европиевой аномалии (Eu/Eu^*=0.9–1.2). Графики нормированных к примитивной мантии концентраций редких элементов иллюстрируют обогащение пород в отношении Ba (до 2200 мкг/г), Rb (до 25 мкг/г), Sr (до 2060 мкг/г), La (до 33 мкг/г), Pb (до 10 мкг/г), при дефиците Nb=3.2–5.4 мкг/г, Ta=0.16–0.35 мкг/г, Th=0.4–1.8 мкг/г, U=0.09–0.38 мкг/г.

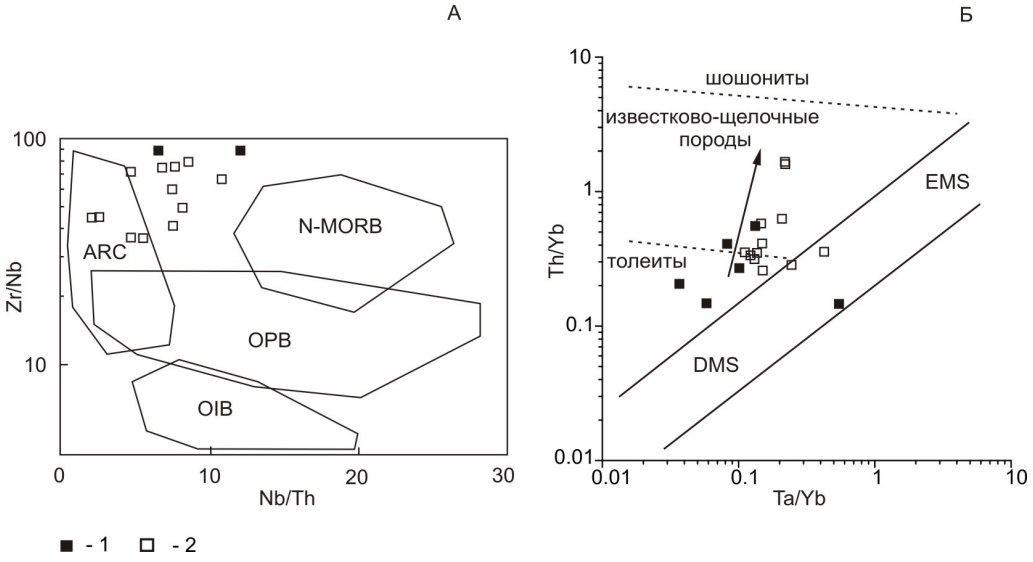


Рис. 2. Тектонические дискриминационные диаграммы для пород Джигдинского массива. *А* – Zr/Nb – Nb/Th **[4]**, *Б* – Th/Ta – Ta/Yb **[5]**; ARC – базальты островных дуг; N-MORB – базальты океанических хребтов нормального типа; OIB – базальты океанических островов; OPB – базальты океанических плато; EMS – обогащенный мантийный источник, DMS – деплетированный мантийный источник. Стрелкой показан тренд обогащения пород над зоной субдукции. *1* – габбро, габбро-диориты; *2* – монцогаббро, монцодиориты.

Переходя к тектонической интерпретации, в первую очередь отметим, что и составы минералов, и валовые составы пород обладают двойственными характеристиками. Так, на тектонических дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов клинопироксенов лежат в поле составов этих минералов, формирующихся во внутриплитной обстановке, а также обстановках, определяемых субдукционными процессами (рис. 1, *А*, *Б*). Такая же двойственность проявляется в геохимических особенностях пород Джигдинского массива. С одной стороны, обогащение их крупноионными литофильными элементами (LILE) и обеднение некоторыми высокозарядными элементами указывает на их сходство с магматическими породами островных дуг. Одновременно в породах отмечаются низкие концентрации U, Th, находящиеся практически на уровне таковых в примитивной мантии или незначительно их превышающие. На тектонических диаграммах фигуративные точки их составов тяготеют к полю пород островодужного происхождения (рис. 2, *А*) или образуют отчетливый восходящий тренд (рис. 2, *Б*), иллюстрирующий обогащение пород над зоной субдукции. Однако часть точек составов габброидов располагается в мантийном поле (рис. 2, *Б*).

В этой связи можно предположить, что становление габбро-монцодиоритового Джигдинского массива и, вероятно, всего пермско-триасового магматизма, наложенного на юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона, связано с обстановкой трансформной окраины. Эта обстановка предполагает отрыв и погружение в мантию субдуцируемой океанической литосферы и образование «астеносферного окна», над которым формируются магматические комплексы с «пестрыми геохимическими особенностями».

[1] *Агафоненко С.Г., Яшнов А.Л., Козак З.П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Становая серия. N-52-XIV (Береговой) / Ред. Ю.В. Кошкова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007.

[2] *Петрук Н.Н., Козлов С.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:100000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51 (Сковородино) / Ред. А.С. Вольский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.

[3] *Родионов А.А., Бучко И.В. Кудряшов Н.М.* Среднетриасовый возраст габбро-диоритового Джигдинского массива (юго-западная часть Джугджуро-Станового супертеррейна) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Четвертая Всероссийская научная конференция. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2016. Т. 1. С. 23–25.

[4] *Nisbet E.G., Pearce J.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. V. 63. P. 149–160.

[5] *Zeck H.P., Kristensen A.B., Williams I.S.* Post-collisional volcanism in a sinking slab setting – crustal anatectic origin of pyroxne-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran volcanic province, southern Spain // Lithos. 1998. V. 45. P. 499–522.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 216–218

К ПРОИСХОЖДЕНИЮ ПЕПЛОВЫХ ПРОСЛОЕВ В ВЕНДСКИХ ТОЛЩАХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т.В. Романюк[1, 2, 4], Н.Б. Кузнецов[2, 3, 4], Е.А. Белоусова[4]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru
[2] Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина
[3] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru
[4] Сидней, Австралия, Университет Маквори / центр CCFS/GEMOK

В отложениях венда Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а также ее беломорской (северо-восточной) и уральской (восточной) окраин в обнажениях и разрезах скважин часто встречаются прослои глин, представляющих собой химически разложенные (выветрелые) вулканические пеплы (пепловые туфы). Эти прослои всегда имели важное значение для расчленения и корреляции разрезов по большей части фаунистически немых вендских образований ВЕП **[1, 2, 11, 12]**. К настоящему времени уже известно как минимум восемь изотопных датировок цирконов из этих пепловых туфов. Датировки получены разными исследователями для разных регионов северо-востока и востока ВЕП. Сводка данных по шести из них представлена в **[2]**: возраст вулканических туфов Юго-Восточного Беломорья оценен как 558±1 млн лет (верховская свита), 552.85±0.77 млн лет (зимнегорская свита) и 550.2±4.6 млн лет (ергинская свита), на Среднем Урале – 569±42 млн лет (старопечнинская свита), 567.2±3.9 млн лет (перевалокская свита) и 557±13 млн лет (чернокаменская свита). Датировка в разрезе Зимнего Берега составила 555±3 млн лет **[9]**, а на Южном Урале из басинской свиты – 547.6±3.8 млн лет **[12]**.

Предлагаемый доклад – это, по существу, презентация нашей новой статьи **[4]**, в которой изложены результаты выполненного в центре CCFS/GEMOC изучения цирконов из пеплового прослоя в вендской усть-сылвицкой свите, завершающей разрез сылвицкой серии западного склона Среднего Урала (проба К10-161). Сначала проведено одновременное изучение U/Th/Pb-изотопной системы и определение содержаний элементов-примесей для 15 отобранных цирконов с кристаллографически правильными очертаниями, с отношением длина/ширина более 5 и четко выраженной концентрической CL-зональностью, что позволяет считать такие кристаллы «вулканогенными» и использовать их для установления U-Pb-изотопного возраста вмещающих осадочных образований (рис. 1). Затем для пяти зерен, образующих кластер М согласованных наиболее молодых датировок 563.5±3.5 млн лет ($c\,|D|\leq 15$ %), выполнено изучение их Lu/Hf-изотопной системы (рис. 2). Описание аппаратуры и методических приемов и констант, использованных для обработки аналитических данных, приведены в **[10]**.

Происхождение прослоев пепловых туфов в разрезах венда беломорской и уральской окраин ВЕП традиционно связывается с вулканизмом Урала и Тимана **[3]**. Однако по мере накопления датировок цирконов из пепловых прослоев такая трактовка становилась все более дискуссионной, а именно: все датировки (включая представленную новую) укладываются в довольно узкий временной интервал ~(570–547 млн лет), в то время как уже надежно установлено, что магматическая активность в пределах орогена Протоуралид-Тиманид продолжалась в течение почти 200 млн лет – от ~750 до ~500 млн лет (около 200 определений, базу данных см. в **[11]**).

Известно **[1]**, что прослои туфов в верхневендских толщах прослеживаются через всю ВЕП вплоть до Волынской вулканической провинции (ВВП). Здесь внутри мощной вендской толщи, которая трактуется как отложения пассивной окраины, выделяется своеобразный вулканоседиментационный комплекс – волынская серия (мощность ~500 м **[13** и ссылки там]), содержащий потоки базальтов, риодацитов и риолитов, а также пачки кислых туфов **[5, 6]**. Ранее в **[11]** уже высказывалось предположение о том, что формирование вулканогенно-осадочных горизонтов венда на ВЕП и ее окраинах обусловлено вулканизмом ВВП. Полученные недавно оценки U/Pb-изотопных возрастов пород ВВП по циркону показали: для базальтов – 573±14 млн лет и риодацитов – 571±13 млн лет **[13]**, а также риолитов – 551±4 и 558±8 млн лет **[8]**. Таким образом,

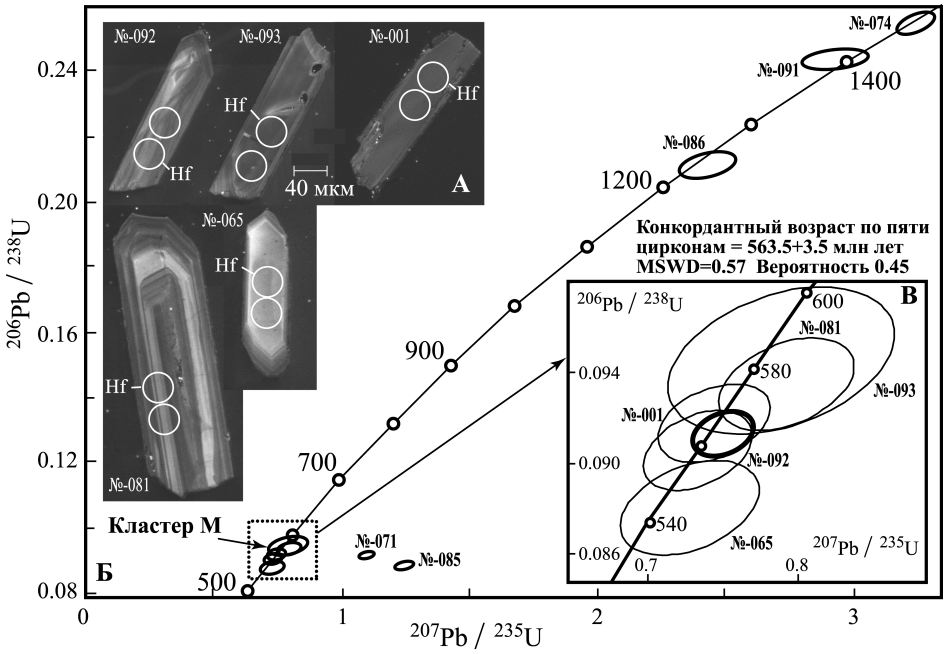


Рис. 1. Результаты изучения цирконов из пробы К10-161. *А* – катодно-люминесцентные изображения зерен циркона кластера М. Белые кружки – точки выстрела лазерным лучом. *Б* – конкордия и эллипсы 95%-ного доверительного интервала измерений. *В* – увеличенный фрагмент конкордии с результатами для пяти зерен кластера М (жирный овал – наилучшая оценка возраста кластера М).

время проявления магматизма в пределах ВВП (575–550 млн лет) и U/Pb датировки циркона из пепловых прослоев венда на уральской и беломорской периферии ВЕП (570–547 млн лет) фактически совпадают. Полученные нами данные по распределению элементов-примесей в цирконах и их Lu/Hf-изотопной системе, позволяющие оценивать тип пород-источников цирконов и модельный возраст субстрата, являются качественно новыми дополнительными аргументами в пользу этой точки зрения.

Классификация содержаний элементов-примесей в цирконах по алгоритму CART2000 **[7]** показала, что материнскими для всех пяти кристаллов кластера М наиболее вероятно были гранитоиды с содержаниями SiO_2 ~70–75 % (важнейший критерий: Yb>501 г/т). Hf-изотопная систематика цирконов кластера М характеризуется узкими диапазонами ε_{Hf} (–3.49…–4.81) и

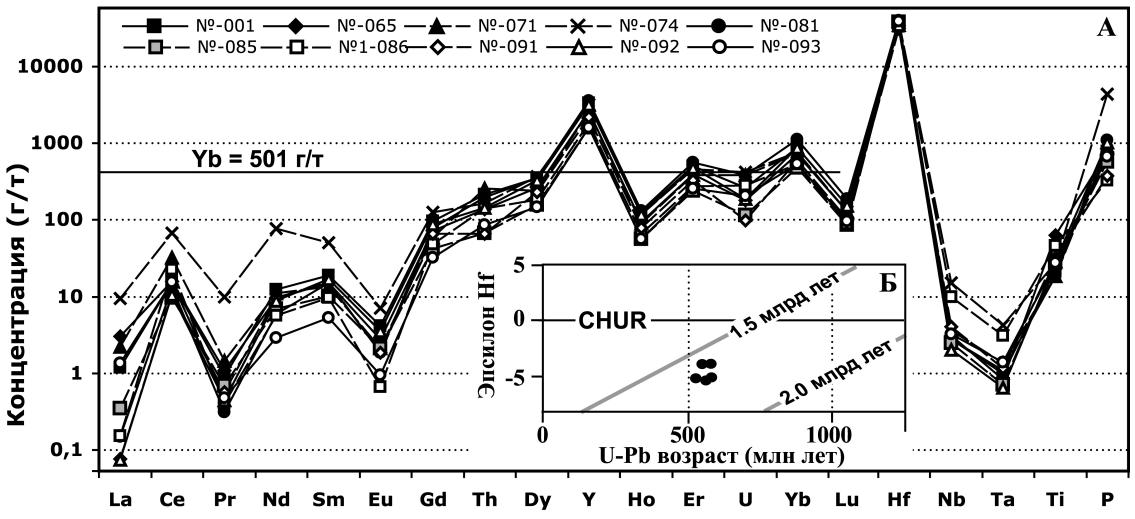


Рис. 2. Распределение содержаний элементов-примесей в цирконах из пробы К10-161 (*А*) и диаграмма «U/Pb-изотопный возраст – Эпсилон Hf (ε_{Hf})» (*Б*) цирконов кластера М.

значениями модельного возраста корового субстрата T_{DM}^{C} 1.67–1.75 млрд лет. Однотипность трех характеристик (возраст, Hf-изотопия и тип пород-источников) цирконов кластера М позволяет предполагать их единый источник. Отрицательные значения ε_{Hf} и древние T_{DM}^{C} свидетельствуют о присутствии в субстрате источника цирконов заметной доли корового изотопно-зрелого материала. Все вместе дает основание предположить, что цирконы кластера М являются скорее продуктом кремнекислой составляющей бимодального внутриплитного, нежели островодужного магматизма, так как для последнего характерен менее кремнекислый состав пород и более ювенильные характеристики магмогенерирующего субстрата. Имеющиеся оценки Sm/Nd модельного возраста субстрата ВВП – 1.5–1.7 млрд лет **[13]** сопоставимы с T_{DM}^{C} ~1.71 млрд лет цирконов кластера М.

Тематика исследований соответствует научным планам лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН и исследовательского проекта РФФИ № 16-05-00259. Аналитические исследования и обработка их результатов выполнены за счет средств РНФ (14-27-00058) и МОН РФ (№ 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН), соответственно.

[1] *Аксенов Е.М., Волкова С.А.* Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты Валдайской серии // ДАН СССР. 1969. Т. 188, № 3. С. 635–638.

[2] *Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 4. С. 703–717.

[3] *Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления* (со снятыми фанерозойскими отложениями) / Ред. Ю.Р. Беккер. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

[4] *Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В.* Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сылвицкой серии (Западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 473, № 3. С. 86–90.

[5] *Кузьменкова О.Ф.* Петрография магматических пород трапповой формации венда Беларуси // Літасфера. 2007. № 2. С. 81–95.

[6] *Шумлянский Л.В, Носова А.А.* Возраст литосферного источника вендских траппов Волыни // Доп. НАН України. 2008. № 1. С. 115–118.

[7] *Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Igneous zircon: trace element compositions as indicators of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 602–622.

[8] *Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydeowska M., Vidal G., Claesson S.* Numerical ages of volcanic rocks and the earliest fauna zone within the Late Precambrian of east Poland // Journal of the Geological Society. 1995. V. 152. P. 599–611.

[9] *Iglesia-Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmasova A.* Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 240. P. 732–747.

[10] *Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.

[11] *Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V.* New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // International Geology Review. 2014. V. 56. P. 1945–1963.

[12] *Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M.* Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. V. 236. P. 16–30.

[13] *Shumlyanskyy L., Nosova A., Billstrom K., Soderlund U., Andreasson P.-G., Kuzmenkova O.* The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large igneous province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // Geologiska Foreningen. 2016. V. 138. P. 1–14.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 219–222

ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ И ИСТОЧНИКИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев[1], П.А. Серов[2], В.Ю. Киселева[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rudnev@igm.nsc.ru
[2] Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, mozay@nm.ru

Озерная зона ранних каледонид Западной Монголии рассматривается как островодужный поздненеопротерозойский–раннекембрийский террейн **[1, 2]**, являющийся составной частью каледонского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Этот пояс является одним из самых крупных и протягивается более чем на 800 км. На севере Озерная зона граничит с каледонскими структурами Таннуолькой островодужной зоны Тувы, на западе – с поздними каледонидами Монгольского и Гобийского Алтая, а на востоке – со структурами дорифейского Дзабханского (Байдракского) микроконтинента **[1, 2]**. Озерная зона имеет покровно-складчатую структуру, характер которой определяют тектонически совмещенные блоки и пластины, сложенные различными по составу поздненеопротерозойскими – раннекембрийскими фрагментами офиолитовых и островодужных комплексов. Этот пояс характеризуется широким развитием стратифицированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных комплексов поздненеопротерозойского – раннекембрийского возраста и ассоциирующих с ними гранитоидов и габброидов поздненеопротерозойского – ордовикского возраста.

Интрузивные комплексы поздненеопротерозойского – ордовикского возраста, наблюдаемые в раннекаледонских структурах Озерной зоны, образуют цепочку гранитоидных батолитов, являющихся продолжением пояса гранитоидных батолитов Восточной Тувы **[3]**. Ранее проведенные геологические и геохронологические исследования гранитоидных и габброидных ассоциаций, участвующих в строении этих гранитоидных батолитов (очаговых ареалов) в северной и центральной части Озерной зоны, позволили сделать вывод, что их формирование происходило в островодужной (551–519 млн лет) и аккреционно-коллизионной (511–465 млн лет) геодинамической обстановках, имеют различные масштабы развития и длительность формирования: Хиргиснурский ареал (519–465 млн лет), Харанурский ареал (530–459 млн лет) и Бумбатхаирханский ареал (551–468 млн лет) **[4, 5]**.

В настоящее время получены новые данные по геологическому строению, возрасту и геохимическим характеристикам гранитоидных ассоциаций, участвующих в строении гранитоидных плутонов, расположенные в осевой части южного сегмента Озерной зоны **[6]**. Установлено, что плагиогранитоидные и габброидные ассоциации в составе этих плутонов, так же как в северной и центральной части этого пояса, формировались в островодужной (530–517 млн лет) и аккреционно-коллизионной (504–483 млн лет) обстановках. Анализ петрохимического и редкоэлементного состава плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны Монголии показал, что, независимо от времени их формирования, геодинамической позиции и минерало-петрографического состава, они относятся к гранитоидам известково-щелочной тоналит-трондьемитовой серии **[6]**. В соответствии с вещественными характеристиками, плагиогранитоиды в этом сегменте Озерной зоны разделяются на низко- и высокоглиноземистые типы, подразумевая, в первую очередь, их различия в P-T условиях образования исходных расплавов и геодинамической позиции. При этом первые в той и другой геодинамической обстановках резко преобладают.

В настоящей работе обобщены результаты геохронологических, петрогеохимических и изотопно-геохимических исследований (Sm-Nd и Rb-Sr методы) раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны. Результаты проведенных исследований показали, что на островодужном этапе развития южной части Озерной зоны (531–517 Ма) происходило формирование плагиогранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типа. К плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа относятся породы диорит-тоналит-плагиогранитной

ассоциации раннего ритма в составе Тугрэкского плутона и Удзурхудгийнского массива, а также породы плагиогранитной ассоциации Хатанхудгийнского массива. Изученные породные ассоциации по своим геохимическим характеристикам, индикаторным отношениям, обнаруживают сходство с высококремнистыми адакитами различных регионов мира **[7–9]**. Это позволяет сделать выводы, что формирование исходных для них расплавов могло быть связано с частичным плавлением метавулканитов N-MORB-типа при погружении в зону субдукции океанической плиты при высоких давлениях (P≥10–12 кбар) и равновесии с Hbr+CPx+Pl+Gar реститом **[10]**. Об этом также свидетельствуют результаты Sr-Nd изотопных исследований, согласно которым высокоглиноземистые плагиогранитоиды островодужного этапа имеют положительные высокие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$=+8.3…+7.5, близкие к деплетированной мантии, поздненеопротерозойские Nd-модельные возраста ($T_{Nd}(DM)$=0.57–0.65 Ga) и низкие отношения изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_0$=0.7035–0.7037). Приведенные изотопные данные указывают на ведущую роль ювенильных мафических источников при формировании исходных для плагиогранитоидов расплавов. На диаграмме ε_{Nd} – Age породы этих массивов находятся в поле эволюции изотопного состава Nd островодужных вулканитов Озерной зоны **[11]**. Следует также добавить, что по времени формирования, геохимическим характеристикам и Sr-Nd изотопным параметрам высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации (адакитоподобные) островодужного этапа южной части Озерной зоны обнаруживают сходство с островодужными плагиогранитоидными ассоциациями северной и центральной части Озерной зоны Монголии и Алтае-Саянской складчатой области **[4, 11, 12]**.

Островодужные плагиогранитоидные ассоциации низкоглиноземистого типа (522–524 Ма) в южной части Озерной зоны имеют незначительное развитие и наблюдаются только в составе Баясгаланского массива (ранний и поздний ритмы). С учетом возраста пород массива и их геодинамической позиции, а также редкоэлементного состава, предполагается, что исходные для них расплавы формировались за счет частичного плавления метавулканитов N-MORB, расположенных в основании островодужной системы при P≤8 кбар в равновесии с Hbr+Pl± ±CPx±OPx реститом **[6]**. Результаты Sr-Nd изотопных исследований показывают, что низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации этого массива характеризуются положительными значениями $\varepsilon_{Nd}T$ (+6.9…+4.6), неопротерозойскими модельными возрастами ($T_{Nd}(DM)$= =0.69 Ga) и низкими отношениями изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_0$=0.7034–0.7037). Полученные изотопные данные показывают, что при формировании исходных расплавов ведущая роль также принадлежит деплетированным мантийным источникам при прогрессивной добавке древнего корового (вероятно, осадочного) материала в область магмогенерации. Широкие вариации значений $\varepsilon_{Nd}(T)$ между относительно близкими по вещественному составу и возрасту породами тоналит-плагиогранитной и плагиогранитной ассоциаций Баясгаланского массива, вероятнее всего, являются следствием различной добавки древней коровой компоненты в область генерации исходных магм либо могут указывать на участие в плавлении различных по составу мантийных источников. На участие пород субдукционного генезиса в формировании плагиогранитоидов этого массива указывает их сходство по Nd-изотопным параметрам с пространственно ассоциирующими островодужными вулканитами Озерной зоны ($\varepsilon_{Nd}(T)$=+8.7…+5) **[11, 13]**, а также положение точек их состава в поле базальтов островодужного типа. Следует также добавить, что по изотопным параметрам низкоглиноземистые плагиогранитоиды Баясгаланского массива обнаруживают сходство с известково-щелочными низкоглиноземистыми островодужными плагиогранитоидами северной и центральной части Озерной зоны ($\varepsilon_{Nd}(T)$= =+6.9…+6.6, $T_{Nd}(DM)$=0.73–0.69 Ga) **[4, 12]**.

На *аккреционно-коллизионном этапе* развития южной части Озерной зоны (504–481 млн лет) формировались только высокоглиноземистые плагиогранитоиды. К ним относятся плагиограниты Тугрэкского плутона (поздний ритм) и Дутулинского массива, а также кварцевые диориты и тоналиты массива Мандалт. По геохимическим характеристикам, индикаторным отношениям они проявляют сходство с коллизионными высокоглиноземистыми TTG комплексами различных регионов мира **[8]**, формирование которых связывают с частичным плавлением метабазитов при P≥10–12 кбар и равновесии с Hbr+CPx+Pl+Gar реститом в основании коллизионных сооружений при коллизии. Результаты Sr-Nd изотопных исследований показали, что исследуемые плагиогранитоидные ассоциации характеризуются широкими вариациями изотопных параметров: $\varepsilon_{Nd}(T)$=+8.5…+0.2, $T_{Nd}(DM)$=0.53–1.23 Ga и $^{87}Sr/^{86}Sr_0$=0.7036–0.7053. Полученные изотопные данные, с одной стороны, указывают на ведущую роль деплетированных мантийных источников в магмообразовании исходных расплавов, с другой – на различную до-

бавку древнего корового материала. При этом точки изотопного состава высокоглиноземистых плагиогранитов Тугрэкского плутона (ε_{Nd}=+6.1) и Дутулинского массива (ε_{Nd}=+8.5) находятся в поле эволюции изотопного состава Nd островодужных вулканитов Озерной зоны, что, в целом, характерно для аналогичных по возрасту и составу плагиогранитоидных ассоциаций северной и центральной части этой же зоны **[4, 11]**. Высокоглиноземистые плагиогранитоиды массива Мандалт по своим изотопным параметрам (ε_{Nd}=+1.4…+0.2; $T_{Nd}(DM)$=1.23–1.12 Ga) существенно отличаются от всех плагиогранитоидных ассоциаций Озерной зоны и по этим характеристикам занимают промежуточное положение между полями изотопного состава поздненеопротерозойских – раннекембрийских островодужных вулканитов Озерной зоны и докембрийских образований Дзабханского микроконтинента. Учитывая геологическое строение региона, возрастное положение и вещественный состав породных ассоциаций, а также их изотопные характеристики, можно предположить несколько наиболее вероятных вариантов источников, обеспечивающих такие низкие значения ε_{Nd} для плагиогранитоидов массива Мандалт. С одной стороны, низкие значения ε_{Nd}(+1.4…+0.2) и мезопротерозойский Nd-модельный возраст (1.23–1.12 Ga) могут быть следствием процессов контаминации родоначальных для плагиогранитоидов расплавов и докембрийских осадочных пород (пилитов), снесенных с Дзабханского микроконтинента. С другой стороны, такие изотопные характеристики могут быть следствием того, что на уровне магмогенерации в низах коллизионных сооружений при формировании исходных расплавов, помимо деплетированных мантийных источников, могли принимать участие обогащенные мантийные источники, а также докембрийские осадки (пилиты), имеющие отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$. На участие в процессах плавления обогащенного мантийного источника косвенно указывают более высокие содержания MgO, P_2O_5, V, Cr, Ni, Nb, Ta и более низкие концентрации тяжелых РЗЭ в плагиогранитоидах массива Мандалт, по сравнению с другими плагиогранитоидными ассоциациями южной части Озерной зоны. По содержанию Y, Yb, Nb и Ta породы массива занимают промежуточное положение между полями состава базальтов островных дуг (IAB) и океанического типа (OIB). Учитывая геохимические характеристики и Nd-изотопные данные, следует предполагать, что при формировании исходных плагиогранитоидных расплавов главная роль принадлежала метабазитам, образованным из обогащенного мантийного источника (океанические поднятия, плато и острова) при некоторой добавке осадочного (пилитового) материала древней континентальной коры (Дзабханский микроконтинент).

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0003).

[1] *Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V.* Tectonic, magmatism, and metallogeny of Mongolia. London, New York: Routledge, 2001. 288 p.

[2] *Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–104.

[3] *Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.* Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1572–1600.

[4] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б.* 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.

[5] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 5. С. 557–578.

[6] *Руднев С.Н., Мальковец И.Г., Гибшер А.А. и др.* Возраст, состав и условия формирования плагиогранитоидов каледонского этапа развития южной части Озерной зоны Западной Монголии // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Екатеринбург, 2017 (в печати).

[7] *Arth J.G.* Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting // Trondhjemites, dacites and related rocks / Ed. F. Barker. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 123–132.

[8] *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyend J.-F., Champione D.* An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

[9] *Castillo P.R.* An overview of adakite petrogenesis // Chinese Sciences Bulluten. 2006. V. 51. P. 257–268.

[10] *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.

[11] *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.

[12] *Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А.* Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1628–1647.

[13] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 387–392.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 223–225

90 ЛЕТ ТИЛЛИТАМ В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ ВОРОГОВКА НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ 2017)

С.В. Рудько[1], Н.Б. Кузнецов[1, 2], А.В. Шацилло[2], Д.В. Рудько[2]

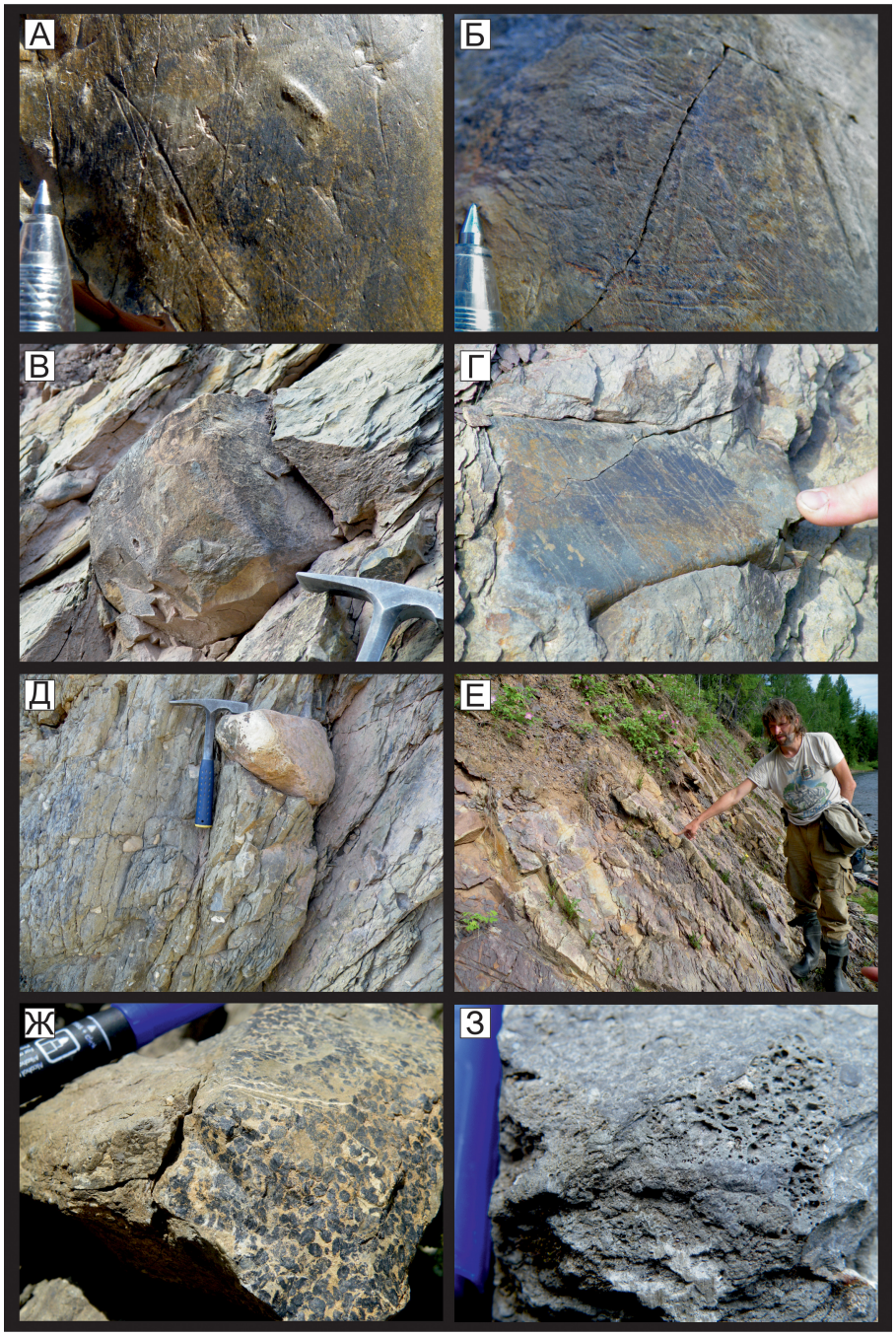
[1] Москва, Геологический институт РАН, svrudko@gmail.com,
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В верховьях реки Вороговка, которая дренирует позднедокембрийские и палеозойские породы на севере Енисейского кряжа, вскрывается толща отложений с очень разнообразными по составу и размеру обломками, включенными в алевро-пелитовый матрикс, что позволяет называть их диамиктитами. Генетическая природа этих диамиктитов является предметом научной дискуссии вот уже 90 лет, если принять за отправную точку выполненные в 1927 году И.Г. Николаевым блестящие полевые наблюдения. В ходе исследований И.Г. Николаев сделал описание структурно-текстурных особенностей и состава диамиктитов и пришел к выводу о ледниковой природе этих пород, назвав их тиллитами **[3]**. При этом он отметил очень неравномерную степень окатанности валунов и галек, наличие валунов и галек, сложенных экзотическими породами, присутствие глыб очень большого размера (более 2 м), сложенных в том числе гранитами. Гранитные глыбы он относит к «эрратическим» валунам. Главным аргументом в пользу ледникового происхождения диамиктитов, распространенных в верховьях р. Вороговка, И.Г. Николаев считал часто встречаемые отполированные поверхности галек и валунов, а также сравнительно редкие находки «ледниковой штриховки» на поверхности валунов. Рассматривая эти диамиктиты как континентальную морену, И.Г. Николаев считал отсутствие «ледниковой мостовой» или штриховки на подстилающих комплексах результатом недостаточной обнаженности. Позже В.Н. Григорьев и М.А. Семихатов сформулировали альтернативную идею, согласно которой диамиктиты, обнаженные в верхнем течении р. Вороговка, следует считать отложениями подводных оползней в составе морской молассы горного сооружения **[1]**. Свою позицию о «неледниковой» природе диамиктитов района верхнего течения р. Вороговка эти авторы выстраивают на следующих аргументах: 1) в составе диамиктитов отсутствуют «эрратические» валуны – все обломки имеют известное происхождение из подстилающих кристаллических и осадочных комплексов; 2) хотя у валунов и галек и имеются отполированные поверхности, ледниковая штриховка все же на них не встречается; 3) отсутствуют гальки с одной плоской отполированной поверхностью («утюгов»); 4) диамиктиты нельзя рассматривать как континентальную морену, поскольку они окружены одновозрастными морскими отложениями (И.Г. Николаев, как и В.Н. Григорьев и М.А. Семихатов, относили диамиктиты к кембрию **[1, 3]**). Все последующие исследователи, в работах которых упоминаются диамиктиты р. Вороговка, соглашались с мнением либо И.Г. Николаева **[5]**, либо В.Н. Григорьева и М.А. Семихатова **[6]**, не приводя дополнительных сведений о литологических особенностях этих образований.

Наличие штриховки на поверхностях галек и валунов действительно является одним из наиболее надежных аргументов в пользу ледникового генезиса диамиктитов **[7]**. В то же время, как известно, не существует одного такого признака, который позволяет судить о ледниковой природе отложений, и, наоборот, ледниковые отложения могут быть лишены любого из типичных признаков из-за условий сохранности, диагенеза, обнаженности и др. Доказательством тиллитов может служить только комплекс аргументов и признаков.

В полевой сезон 2017 г. в верховьях р. Вороговка мы провели специальные полевые исследования, чтобы попытаться выяснить природу распространенных здесь диамиктитов. Кроме того, целью наших полевых исследований был сбор материалов для определения их возраста и структурного положения относительно смежных вещественных комплексов Енисейского кряжа.

Наблюдения, выполненные в 2017 г. по берегам р. Вороговка (в ее верхнем течении), позволили нам отметить следующие особенности диамиктитов.



Структурно-текстурные особенности тиллитов района верхнего течения р. Вороговка. Пояснения см. в тексте.

1. На пришлифованных поверхностях валунов и глыб проявлены штриховка и шрамы (рисунок, *А*, *Б*). Они имеют различную длину, гвоздевидную форму, а иногда и изогнутые очертания, ориентированы параллельно или под углом друг к другу и могут охватывать разные стороны одной гальки. Это типичные признаки «ледниковой штриховки» **[7]**. Поскольку штриховка обнаруживается в том числе на поверхностях, полностью спрятанных во вмещающих аргиллитах, достоверно установлено, что она не связана с работой современных льдов, то есть характеризует текстурные особенности диамиктитов.

2. Некоторые валуны и глыбы имеют отполированную плоскую поверхность, мы интерпретируем их как «ледниковые утюги» (рисунок, *В*, *Г*).

3. Дропстоуны, обычно присутствующие в акватиллитах, уверенно выявить очень сложно, поскольку породы сильно кливажированы и почти всегда лишены признаков первичной стратификации. Тем не менее часто наблюдается хаотичная ориентировка удлиненных осей

галек и валунов (в том числе вертикально стоящих) (рисунок, *Д*), что вряд ли можно получить в результате механического сжатия и рассланцевания и что также не характерно для дебрисных потоков, внутри которых обломки все же ориентируются.

4. В отдельных обнажениях удается выявить ритмичное переслаивание песчаников и аргиллитов (рисунок, *Е*), которые содержат крупные обломки в виде дропстоунов.

5. Как уже отмечалось предыдущими исследователями, диамиктиты имеют незрелый полимиктовый состав, включают гальки и валуны разнообразных пород. К этому стоит добавить, что некоторые валуны даже по результатам только полевых наблюдений можно отнести к «экзотическим». Таковыми являются неизвестные среди докембрийских пород Енисейского кряжа черные кремни с онкоидной структурой (рисунок, *Ж*).

Основываясь на перечисленных наблюдениях, мы полагаем, что диамиктиты верхнего течения р. Вороговка – это акватиллиты, то есть морские шельфовые отложения. Гальки, лишенные ледниковой штриховки, в этом случае можно объяснить присутствием доледниковых галечных пляжей на палеопобережье. Аргиллит-песчанистые ритмиты являют собой морские осадки в авандельте подледной реки или реки, действующей во время отступления ледника, а основная масса тиллитов формирвалась в результате ледового разноса и вытаивания.

Не менее важно внести ясность и в вопросы возраста и стратиграфического положения обсуждаемых диамиктитов (далее тиллитов). Все исследователи, проплывавшие по р. Вороговка в ее верхнем течении, отмечают, что на дислоцированные тиллиты трансгрессивно налегают карбонатные породы лебяжинской свиты (в работе **[1]** эти отложения отнесены к немчанской свите). В лебяжинской свите с 50-х годов XX в. известны находки трилобитов **[1]**, характерных для нижнего кембрия, а нами в лебяжинской свите обнаружены ихнофоссилии **[2]**. Это означает, что тиллиты р. Вороговка не могут быть моложе раннего кембрия. С другой страны, полевыми наблюдениями мы подтверждаем, что рассматриваемые диамиктиты налегают, в частности, на хорошо узнаваемые породы погорюйской свиты. Это, в свою очередь, означает, что тиллиты не могут быть древнее средней части позднего рифея. Кроме того, в матриксе тиллитов есть (и всегда ранее отмечалась) туфогенная составляющая. Более того, мы обнаружили в матриксе тиллитов бесформенные фрагменты пузырчатых лав – вулканические бомбы и лапилии (рисунок, *З*), а также стратифицированные прослои лав и туфопесчаников. Это указывает на синхронность формирования тиллитов и проявлений в этом же районе вулканизма. Ожидая результатов датирования собранного нами вулканогенного материала, мы полагаем, что возраст тиллитов может быть близок времени проявления вулканизма в Глушихинском бассейне (717±15 млн) **[4]**. Если эта корреляция верна, то тиллиты в верховьях р. Вороговка являются свидетельством проявления оледенения Репитен **[8]** на СП.

Сбор материалов, характеризующих изученность района верхнего течения р. Вороговка, проведен при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021). Финансирование полевых работ 2017 г. в этом районе произведено за счет средств МОН РФ (проект № 14.Z50.31.0017).

[1] *Григорьев В.Н., Семихатов М.А.* К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа // Известия АН СССР, серия геологическая. 1958. № 11. С. 44–57.

[2] *Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацилло А.В., Рудько Д.В.* Новые находки ихнофоссилий из пограничных уровней венда/кембрия западной периферии Сибирской платформы (вести с полей 2017) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 153–155 (наст. выпуск).

[3] *Николаев И.Г.* Ледниковые отложения (тиллиты) нижне-кембрийского возраста в Енисейском кряже // Известия главного геолого-разведочного управления. 1930. Т. XLIX, № 7. С. 781–798.

[4] *Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В.* Поздненеопротерозойская метариолит-базальтовая ассоциация глушихинского прогиба (Енисейский кряж): новые данные по петрогеохимическому составу, возрасту и условиям образования // ДАН. 2012. Т. 445, № 3. С. 332–337.

[5] *Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е. и др.* Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1307–1320.

[6] *Строженко А.А., Васильев Н.Ф.* Карта золотоносности северной части Енисейского кряжа (1:200000). Красноярск: ОАО «Красноярскгеосьемка», 2012.

[7] *Чумаков Н.М.* Изучение древних ледниковых отложений. Практическое руководство. М.: ГИН АН СССР, 1990. 94 с.

[8] *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 226–228

ПЕРВИЧНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ФУНДАМЕНТА ГОРНОГО КРЫМА – РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ТОЛЩ

С.В. Рудько[1], Т.В. Романюк[2, 3, 4], Н.Б. Кузнецов[1, 2, 3], Е.А. Белоусова[4]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru,
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru
[3] Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина
[4] Сидней, Австралия, Университет Маквори / центр CCFS/GEMOK

Черноморско-Балканско-Анатолийско-Кавказский регион (ЧЕБАК-регион) – сегмент Альпийско-Гималайского орогена, образовавшегося вследствие закрытия океанических бассейнов (Палеотетис и Мезотетис/Неотетис), разделявших Лавразийские и Гондванские континенты. На основе накопленных к настоящему времени геолого-геофизических данных создано большое количество реконструкций фанерозойской геодинамической эволюции ЧЕБАК-региона **[8, 10** и ссылки там**]**. Основной мотив этих реконструкций – взаимодействие южного края Балтики (докембрийского остова Восточно-Европейской платформы (ВЕП)) с фрагментами северной периферии Гондванских континентов, а в альпийскую эпоху – с самими этими континентами. Кратко этот мотив сводится к следующему. В конце неопротерозоя Балтика, после ее вычленения из Родинии, была изолированным континентом, который начиная с кембрия участвовал в ассамблировании Лавразийских континентов в Аркт-Лавразию. При этом Балтика занимала в ее структуре крайнее южное положение. Большую часть фанерозоя под южную окраину Балтики субдуцировалась литосфера океанических бассейнов, которые располагались к югу от нее. В результате южная окраина Балтики в палеозое последовательно наращивалась за счет аккреции террейнов различного происхождения – фрагментами, отколовшимися от самой Балтики; фрагментами северных частей Гондваны (хансеатические и кадомско-авалонские террейны); внутриокеанических структур – вулканических дуг и плато (галатианские террейны). К концу каменноугольного времени (к рубежу 300 млн лет) южная окраина Балтики нарастилась широкой полосой террейнов. В конце перми от Северной Африки откололся крупный лентовидный фрагмент континентальной литосферы – микроконтинент (киммерийские террейны Тауриды или Анатолиды-Тауриды). Его дрейф в сторону Балтики сопровождался закрытием Палеотетиса и открытием Мезотетиса/Неотетиса. При закрытии Палеотетиса и причленения к окраине Балтики коровых блоков, оторгнутых от Гондваны (киммерийских террейнов), образовались мезозойские структурно-вещественные комплексы и структуры с общим названием – киммериды. Их первичное строение интенсивно затушевано альпийским тектогенезом, проявившимся при последующем закрытии Мезотетиса/Неотетиса и коллизии Африканской и Евразийской плит. Кроме того, в позднем мезозое и раннем кайнозое (поздний мел – эоцен) ЧЕБАК-регион подвергся меридиональному растяжению, в результате которого образовалась Черноморская впадина с корой океанического типа.

Однако многие аспекты строения и эволюции киммерид еще плохо разработаны и для некоторых исследователей первичная тектоническая принадлежность киммерийских террейнов южного обрамления Балтики к северной периферии Гондваны не очевидна. И действительно, до сих пор не решен вопрос о первичной тектонической принадлежности фундамента Крыма и прилегающих акваторий. На многих палеотектонических реконструкциях Крым попадает в область сочленения террейнов разного типа. С одной стороны, сходство раннемезозойских толщ Крыма и Понтид позволяет их сопоставлять. Это согласуется с представлениями об образовании (раскрытии) Черноморской впадины, и позволяет предположить родственность фундамента Крыма и Понтид. Однако, судя по результатам сейсмических исследований, структуры фундамента Добруджи прослеживаются через Одесский шельф в Горный Крым с запада **[9]**, а структуры Индоло-Кубанского прогиба Предкавказья – в Степной Крым с востока **[3]**. Таким

образом, в настоящее время равновероятны варианты интерпретации, в соответствии с которыми фундамент Крыма родственен фундаменту: (1) Центральных/Западных Понтид, (2) Добруджи, (3) Большого Кавказа.

Определению палеотектонической принадлежности фундамента Крыма, а также решению других региональных задач (определение источников сноса детрита, которым сложены конкретные комплексы, уточнение палеогеографических условий их формирования и т.п.) может помочь изотопное и геохимическое изучение детритных цирконов (*dZr*) из осадочных толщ. Выполненные в недавнее время многочисленные исследования позволили доказать палеотектоническое родство блоков фундамента различных регионов, окружающих Черное море, с различными частями Гондваны, а именно, блоки фундамента наиболее Восточных Понтид, Большого и Малого Кавказа родственны Аравийско-Нубийскому щиту; блоки фундамента Центральных и Западных Понтид родственны Северной Африке; блоки, слагающие часть фундамента Мизийской плиты, Сербо-Македонского массива, Северной и Центральной Добруджи, а также блок Истамбул-Зонгулдак имеют родственность Амазонии **[4, 5** и др.**]**.

Окружающие Крым регионы – сарматская часть ВЕП, Добруджа, Кавказ и Понтиды – к настоящему времени в достаточно большом объеме обеспечены геохронологическими данными – датировками кристаллических комплексов и результатами изучения *dZr* из толщ различного возраста. Очевидно, что сопоставление этих данных с аналогичными геохронологическими данными по Крыму позволит выявить сходства и различия фундамента Крыма и окружающих блоков. Для этой цели нами комплексно изучены (Методика TeraneChron™) *dZr* из песчаников двух верхнеюрских толщ: (1) из песчаников, слагающих прослои среди конгломератов, распространенных на западном склоне г. Южная Демерджи (проба К15-007, демерджийская толща); (2) – из конгломератов г. Сепия, расположенной южнее Балаклавы (проба К15-003).

Методика TeraneChron™ состоит в «одновременном» изучении *in situ* и совместном анализе следующих трех характеристик индивидуальных зерен *dZr*: (1) U/Th/Pb-изотопной системы, что позволяет установить возраст зерна; (2) содержаний элементов-примесей (в том числе редкоземельных элементов), что дает возможность прогнозировать тип родительских пород зерна; (3) Lu/Hf-изотопной системы, что позволяет оценивать $\varepsilon_{Hf}(t)$ и модельный возраст родительских пород *dZr*. Такой интегральный подход позволяет заметно более надежно идентифицировать породы – источники *dZr* и реконструировать картину эволюции питающих провинций **[6** и ссылки там**]**, чем это можно сделать, исходя только из U/Pb возраста *dZr*. Исследования проводились в Центре CCFS/GEMOC с помощью аппаратуры LA-ICP-MS.

Изучение *dZr* из проб К15-007 и К15-003 позволило получить принципиально новую информацию о первичных кристаллических комплексах за счет накопления продуктов разрушения которых сформировались эти верхнеюрские конгломераты. Кроме того, сопоставление характеристик изученных *dZr* с возрастом магматитов Крыма и данными о *dZr* из осадочных толщ по всему ЧЕБАК-региону, а также анализ палеогеографических и палеотектонических реконструкций показали следующее:

– вероятность попадания продуктов эрозии комплексов Сарматии в верхнеюрские конгломераты Крыма даже за счет многократного рециклинга очень мала;

– основными источниками для *dZr* из верхнеюрских конгломератов Крыма, вероятно, были комплексы Добруджи и Центральных/Западных Понтид;

– отсутствие другого источника, кроме Добруджи, для мезопротерозойского детрита – весомый аргумент в пользу схожести фундамента Крыма с фундаментом Добруджи;

– предложенное объяснение происхождения *dZr* хорошо согласуется с известными палеогеографическими **[7]** и седиментологическими **[1]** реконструкциями;

– идентифицирован близкий (локальный) магматический источник для пробы К15-007 (кластер **S** из 5 зерен с возрастом около 154 млн лет) **[2]**, в строении которого существенную роль играли породы сиенит-монцонитового типа, магмы которых выплавились из корового субстрата с модельным возрастом не моложе мезопротерозоя;

– наличие в пробе К15-007 провенанс-сигнала от локального источника и отсутствие такового в пробе К15-003, а также отсутствие в них продуктов эрозии комплексов Сарматии согласуются с палеогеографическими реконструкциями для ЧЕБАК-региона на киммеридж-титон, представленными в **[7]**, в соответствии с которыми верхнеюрские конгломераты Крыма накапливалась на южном склоне изолированного от ВЕП поднятия, включавшего в себя Добруджу, Одесский шельф и Крым.

Тематика исследований соответствует научным планам лабораторий седиментологии и геохимии осадочных бассейнов и геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН, а

также проекту РФФИ № 15-05-08767. Анализы и их обработка выполнены за счет средств РНФ (14-27-00058) и МОН РФ (№ 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН), соответственно.

[1] *Рудько С.В.* Литология проградационных структур в верхнеюрских – нижнемеловых отложениях Горного Крыма: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2014. 235 с.

[2] *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А.* Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН. 2018 (в печати).

[3] *Adamia S., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A.* Geology of the Caucasus: A review // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. V. 20. P. 489–544.

[4] *Avigad D., Gerdes A., Morag N., Bechstädt T.* Coupled U–Pb–Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: Implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa // Gondwana Research. 2012. V. 21. P. 690–703.

[5] *Balintoni I., Balica C.* Peri-Amazonian provenance of the Euxinic craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean orogen components (Romania): a detrital zircon study // Precambrian Research. 2016. V. 278. P. 34–51.

[6] *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids // Journal of Petrology. 2006. V. 47. P. 329–353.

[7] *Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2015. V. 59. P. 656–670.

[8] *Stampfli G.M., Hochard C., Vérard C., Wilhem C.* The formation of Pangea // Tectonophysics. 2013. V. 593. P. 1–19.

[9] *Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A.* Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // Geophysical Journal International. 2015. V. 201. P. 406–428.

[10] *Von Raumer J.F., Bussy F., Schaltegger U., Schulz B., Stampfli G.M.* Pre-Mesozoic Alpine basements – Their place in the European Paleozoic framework // Geological Society of America Bulletin. 2013. V. 125. P. 89–108.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 229–230

ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ БЕРЕГ БАЙКАЛА)

Е.Ю. Рыцк[1], Е.С. Богомолов[1], С.Д. Великославинский[1], А.А. Андреев[2], Ю.М. Лебедева[1], Е.В. Толмачева[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, axel-foley@yandex.ru

Баргузинский хребет восточного берега Байкала остается недостаточно изученной частью Прибайкалья. В последнее время получены позднепалеозойские оценки возраста гнейсогранитов, кварцевых монцонитов и сиенитов баргузинского и чивыркуйского комплексов этого региона **[1]**, а также новые геологические и Nd-изотопные данные для метаморфических комплексов и гранитоидов, большая часть которых относится к чивыркуйскому комплексу Ангаро-Витимского батолита.

В строении региона выделяются две крупные региональные структуры, граничащие в бассейне реки Езовки по Томпуда-Намаминскому тектоническому шву. Баргузинский террейн образован святоносским метаморфическим комплексом, выходы пород которого прослеживаются от Чивыркуйского залива и полуострова Святой Нос на юге до Давши и бассейна реки Большая на севере. Гранат-биотитовые известково-силикатные гнейсы и основные гранулиты святоносского комплекса характеризуются широким диапазоном значений Nd-модельного возраста (tNd(DM) от 2.1 до 1.2 млрд лет), что, скорее всего, обусловлено смешением в различных пропорциях древней континентальной и ювенильной байкальской коры.

Ярким маркирующим компонентом этого комплекса являются графит-содержащие мраморы и слоистые карбонатные микститы с редкими прослоями и линзами кварцитов, диопсидовых плагиосланцев и мраморными меланжами с включениями эпидозитов. Сходные толщи и горизонты карбонатных пород, обогащенные мелкочешуйчатым графитом, присутствуют в Хамар-Дабанском и Ольхонском террейнах, а на Чивыркуйском берегу Байкала и в Баргузинском хребте составляют основу баргузинской свиты. По Nd-изотопному составу метапесчаники баргузинской свиты, а также эпидозиты из закатанных в мраморном микстите обломков в районе мыса Разбор имеют сходные изотопные характеристики с типичными метапелитами и кварцитосланцами этой свиты в бассейне р. Баргузин и метаморфическими породами святоносского комплекса – tNd(DM)=1593–1342 млн лет. Таким образом, по своему изотопному составу святоносский метаморфический комплекс Баргузинского террейна вполне сопоставим с комплексами гранулитов, амфиболитов, гранат-слюдистых гнейсов, мраморов и кварцитов Хадарта и Хобой Ольхонского террейна, образованных за счет смешанных ювенильных и древнекоровых источников (по **[2]**).

Для пород амфиболит-гнейсово-сланцевого комплекса Светлинского террейна, расположенного к северу от Томпуда-Намаминского шва, характерны байкальские ювенильные источники, сходные с ювенильной корой позднего неопротерозоя и (или) раннего палеозоя Ангинской зоны Ольхонского террейна. Следует обратить внимание на близость изотопных составов гранатовых амфиболитов Кылтыгейской пластины в Чивыркуйском заливе (tNd(DM)=765 млн лет), габбро-диоритов и субщелочных габбро Крестовского и Бугульдейского массивов и субщелочных базальтов Ангинской зоны (по **[3]**) с диоритами и субщелочными габброидами бирамьинского комплекса раннего палеозоя, массивы которых находятся в различных частях Баргузино-Витимского супертеррейна.

Важным элементом изотопной структуры области сочленения кратона и Баргузино-Витимского супертеррейна являются позднепалеозойские гранитоиды чивыркуйского комплекса. Согласно Nd-изотопным данным, в его состав включены гранитоиды двух типов. Родона-

чальные расплавы одних из них формировались за счет смешанных древнекоровых и байкальских ювенильных источников, а монцониты и сиениты с узким диапазоном значений tNd(DM)=1798–1616 млн лет и отрицательными величинами εNd(t) образовались за счет источников, обогащенных материалом древней континентальной коры. Распространение позднепалеозойских гранитоидов, монцонитов и сиенитов чивыркуйского типа не ограничено восточным побережьем Байкала. По нашим данным, эти гранитоиды образуют региональный пояс массивов различной величины, вытянутый на расстояние более 600 км грубо параллельно краю Сибирского кратона от устья Баргузина на юге через верховья Левой и Правой Мамы до Конкудеры и верховьев Патома на севере.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-07720) и Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

[1] *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25, № 4. С. 395–418.

[2] *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.

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

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 231–232

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАННЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ И РЕЖИМА РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА, НОВЫЕ ДАННЫЕ

В.М. Саватенков[1, 2], В.В. Ярмолюк[3], А.М. Козловский[3], М.В. Кузнецов[1], Л.В. Шпакович[1, 2]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, savatenkov@spbu.ru

[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru

Восточно-Монгольская – Забайкальская рифтовая область (ВМЗО), протянувшаяся вдоль южного склона Хэнтей-Даурского свода более чем на 1000 км, остается наименее изученной в строении Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической провинции, несмотря на то, что в ее пределах сосредоточены наиболее крупные поля ранне- и позднемеловых вулканитов. В строении области преобладают основные вулканические породы широкого возрастного диапазона. Согласно авторским (неопубликованным) и литературным данным, их формирование происходило, по меньшей мере, в следующие этапы магматизма (в млн лет): 145–140, 130–119, 110–103, 95, 87–80, 51–47, 15, <5. Результатом этой активности стало образование в пределах области двух ареалов магматизма. Один из них (меловой – раннекайнозойский) четко контролируется структурами Восточно-Монгольской – Забайкальской рифтовой области.

Согласно тектонической позиции, рассматриваемые вулканические поля в пределах Восточной Монголии расположены в пределах пояса ранних каледонид, герцинид востока Монголии, а также блоков позднепротерозойской коры: Эриндава, ограничивающего пояс каледонид на севере, и Хутаг-Ула, ограничивающего пояс герцинид на юге **[1]**.

По своему составу вулканиты отвечают высококалиевой кальциево-щелочной серии. Содержание K_2O в базальтах варьируется в диапазоне 0.6–3.8 вес. % и возрастает в риолитах до 5.2 вес. %. Базальты характеризуются высоким содержанием TiO_2, достигающим 3.9 вес. %. Характер относительного содержания редких элементов в базальтах ВМЗО, с одной стороны, отвечает островодужному типу (рис. 1): наличие на спайдер-диаграмме Ta-Nb и Ti минимумов,

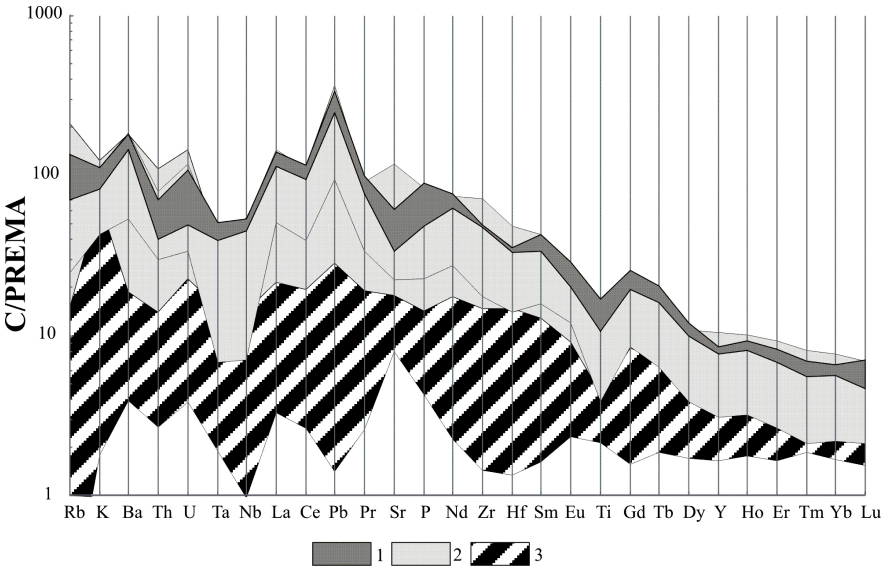


Рис. 1. Спайдер-диаграмма для раннемеловых вулканитов Восточной Монголии. *1* – вулканиты поля Баян-Мунх; *2* – вулканиты западного и северо-восточного ареалов; *3* – вулканиты палеоостроводужных комплексов Монголии.

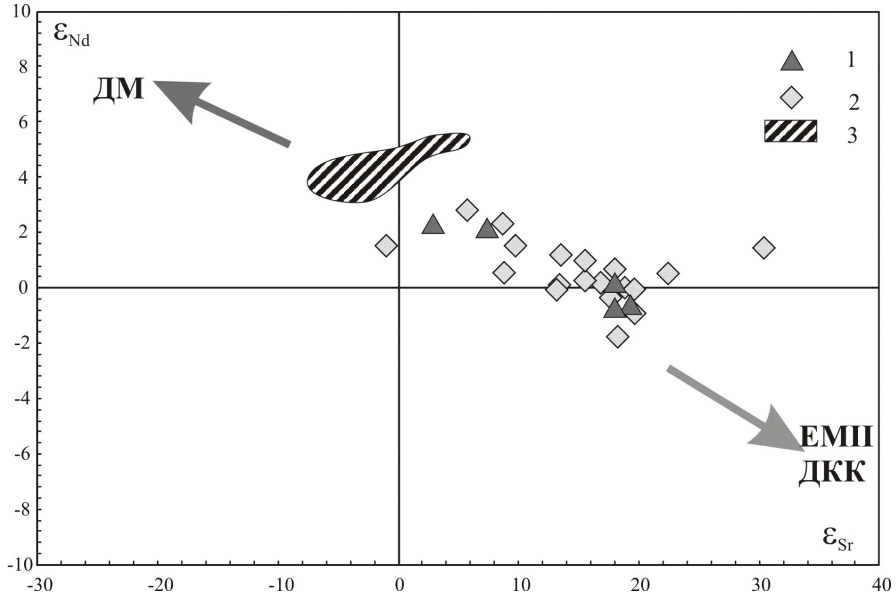


Рис. 2. Диаграмма ε_{Sr}-ε_{Nd} для раннемеловых вулканитов Восточной Монголии. *1* – вулканиты поля Баян-Мунх; *2* – вулканиты западного и северо-восточного ареалов; *3* – вулканиты палеоостроводужных комплексов Монголии. ДМ – деплетированная мантия, ДКК – древняя континентальная кора.

четко выраженный максимум в относительно содержании Pb. Но при этом раннемеловые базальты характеризуются более высокими содержаниями несовместимых элементов по сравнению с базальтами островодужных комплексов, а также более высокой степенью фракционированности легких РЗЭ относительно тяжелых. В пределах ВМЗО в южной части Восточной Монголии района Баян-Мунх выделяется поле щелочных вулканитов, характеризующихся наибольшей степенью обогащения несовместимыми элементами. Для этих вулканитов была получена наиболее древняя датировка K-Ar методом – 140 млн лет.

Изотопные характеристики Sr и Nd в раннемеловых вулканитах ВМЗО образуют тренд смешения от области составов вулканитов островодужных комплексов (рис. 2) в направлении области, отвечающей низким значениям ε_{Nd} и повышенным значениям ε_{Sr} (источник типа EMII).

Наблюдаемые особенности химического состава раннемеловых вулканитов ВМЗО, а также их изотопных и геохимических характеристик можно объяснить результатом повторной переработки континентальной литосферы, сформировавшейся в ходе аккреции во внутриплитной обстановке. Базальтовые расплавы в раннемезозойский этап вулканической активизации формировались за счет плавления фрагментов метасоматизированной мантии и палеоокеанической коры. Более низкие значения ε_{Nd} и повышенные значения ε_{Sr} относительно вмещающих островодужных комплексов можно объяснить вовлечением в область плавления вещества блоков докембрийской континентальной коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00412).

[1] *Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–110.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 233–234

ЛАМПРОФИРЫ В ПРОСТРАНСТВЕННОЙ АССОЦИАЦИИ С КАРБОНАТИТАМИ ОНГУРЕНСКОГО КОМПЛЕКСА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов

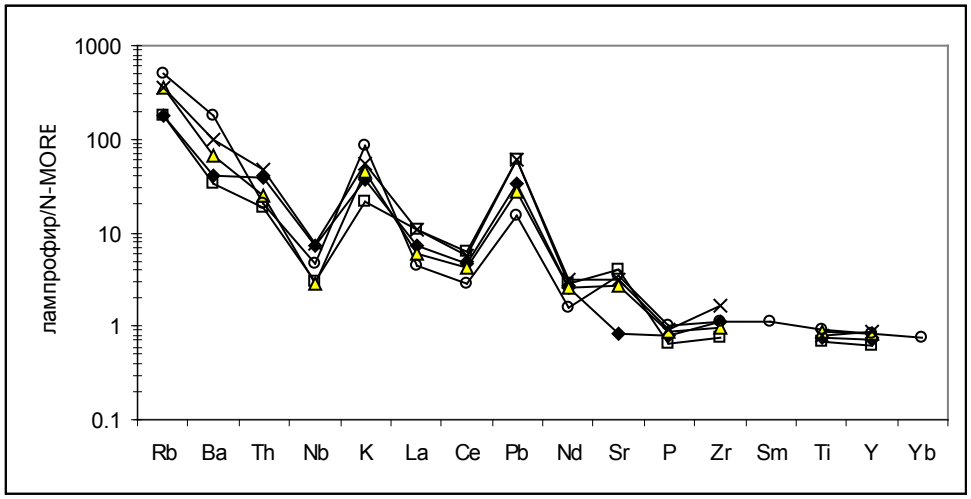
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vsavel@crust.irk.ru

В состав онгуренского карбонатитового комплекса с возрастом около 1 млрд лет, выделенного авторами в последние годы в южной части Байкальского выступа Сибирского кратона (Западное Прибайкалье) **[1]**, входят доломитовые и кальцитовые карбонатиты, метапикриты, фоскориты и породы, сходные с ультрамафическими лампрофирами – айлликитами, содержащими в карбонатной основной массе крупные (до 3 см) вкрапленники биотита. В то же время на одном из участков работ в тесной пространственной ассоциации с дайками и жилами карбонатитов обнаружены дайки силикатных меланократовых пород – лампрофиров. В докладе приводятся первые петрографические и петролого-геохимические сведения об этих породах.

Дайки лампрофиров вместе с дайками и жилами карбонатитов прорывают посколлизионные граниты приморского комплекса PR_1. Мощность этих даек составляет первые десятки сантиметров. Это меланократовые мелкозернистые породы, нередко интенсивно деформированные, на поверхности часто с мелкими пустотками выщелачивания. Породы сложены биотитом, зачастую хлоритизированным, альбитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, кальцитом. Порфировые вкрапленники отсутствуют. Кальцит образует обособления среди силикатных минералов и, судя по его взаимоотношениям с ними, кристаллизовался на постмагматической стадии. Биотит характеризуется умеренными магнезиальностью (X_{Mg}=0.34–0.37) и содержанием титана (TiO_2=1.85–2.45 %). Наряду с хлоритом отмечается вторичный мусковит. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, монацитом, цирконом, ксенотимом, пиритом, эпидотом. По петрографическому составу породы сходны с керсантитами.

По химическому составу породы отвечают трахибазальту и базальту. Содержание SiO_2 44.68–48.39 %, Na_2O+K_2O=3.83–6.61 %. Это высококалиевые породы, в которых K_2O=1.50–6.05 %, низко- и умеренно-магнезиальные (Mg#=33–55). На классификационной диаграмме SiO_2–K_2O для лампрофиров точки этих пород попадают в область перекрытия полей известково-щелочных и щелочных лампрофиров. Для рассматриваемых пород характерны низкое содержание TiO_2 (0.91–1.21 %), высокие содержания CO_2 (4.95–6.22 %), п.п.п. (2.54–4.65 %), повышенное F (0.08–0.12 %).

Геохимическими особенностями лампрофиров является отчетливое обогащение Rb, K, Ba, Pb, Th и в меньшей мере Sr относительно Nb, P, LREE и концентрации Zr, Ti, Y, HREE на уровне N-MORB (рисунок). Содержания РЗЭ определены в одной пробе. Для лампрофира характерен низкий уровень концентрации РЗЭ в целом (64 г/т) и умеренное обогащение легкими РЗЭ при отсутствии европиевой аномалии: $(La/Yb)_N$=3.2, Eu/Eu*=0.93. Для рассматриваемых пород характерны также высокие содержания Cu (120–200 г/т), Zn (100–130 г/т), высокие отношения V/Cr (3.1–8.8). Лампрофирам особенно присуще обогащение элементами, мобильными в водном флюиде: отношение $(Ba/La)_{PM}$=1.4–2.8, $(Th/La)_{PM}$=1.6–2.1 при отношении $(La/Nb)_{PM}$=1.0–2.3, что типично для субдукционных вулканитов **[2]**. В то же время лампрофиры характеризуются повышенными по сравнению с N-MORB концентрациями Nb (рисунок) и значительно пониженным отношением Zr/Nb (5–11), что позволяет предполагать их выплавление из обогащенного мантийного источника. Высокие концентрации Rb, K, Ba, Pb и повышенные Th и LREE в лампрофирах обусловлены, по-видимому, вкладом в расплав субдукционного компонента **[2]**. Присутствие биотита в рассматриваемых породах в качестве единственного породообразующего темноцветного минерала указывает на высокое содержание воды в исходных расплавах. Обращает также на себя внимание постоянное присутствие в породах кальцита и, соответственно, высокое содержание CO_2. Первоочередными задачами изучения этих пород



Спектр распределения редких элементов в лампрофирах Западного Прибайкалья.

являются их изотопное датирование и дальнейшая геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00320 и 17-05-00819).

[1] *Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С.* Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24, № 3. С. 292–324.

[2] *Туркина О.М.* Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов: учебное пособие. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. 118 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 235–236

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПСЕВДОТАХИЛИТЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО И ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМОВ КРАЕВОГО ШВА СИБИРСКОГО КРАТОНА

В.Б. Савельева, В.В. Ружич

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

Тектонические псевдотахилиты (ПТ) рассматриваются как один из индикаторов быстрых (0.1–1.0 м/с) смещений, происходящих за короткие периоды времени (от секунд до десятков секунд) в момент землетрясений **[1–3** и др.**]**. Их обнаружение в зонах разломов служит свидетельством древних землетрясений и важно для оценки сейсмической опасности; кроме того, изучение псевдотахилитов способствует пониманию физических процессов, происходящих на плоскости скольжения.

Псевдотахилиты были выявлены и изучены на отдельных участках Главного Саянского и Приморского разломов, входящих в систему разломов краевого шва Сибирского кратона с длительной историей геологического развития. Главный Саянский разлом на участке Архут служит границей между Шарыжалгайским выступом и раннепалеозойским Китойкинским террейном. Разноориентированные прожилки ПТ мощностью от долей миллиметра до 5–7 см обнаружены в биотитовом (±амфибол) граните. Вблизи прожилков наблюдаются многочисленные разрывы и микросдвиги, вдоль которых происходит измельчение минералов и смещение частей их зерен, замещение плагиоклаза серицитом и кальцитом, а биотита – хлоритом. Псевдотахилиты сложены тонкозернистым стекловатым матриксом, содержащим реликты вмещающей породы: главным образом, оплавленные зерна кварца и реже плагиоклаза, реликты темноцветных минералов отсутствуют. Особенности внутреннего строения ПТ и химического состава минералов и стекла изучены на сканирующем электронном микроскопе «LEO-1430VP» (Carl Zeiss) в ГИН СО РАН. В некоторых прожилках в стекловатом матриксе наблюдаются микролиты амфибола, редко – плагиоклаза. Химический состав стекла близок к составу полевых шпатов, но в анализах ниже количества щелочей и выше FeO, MgO, TiO_2 и CaO; отношение K_2O/Na_2O от 0.17 до 14. Микролитовый амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой (Si=7.15, Al=1.81, Ca=1.51, Na+K=0.37 ат. на ф.е.; X_{Mg}=0.65).

Приморский разлом на участке Куяда отделяет граниты приморского комплекса PR_1 от раннепалеозойской ольхонской коллизионной системы. Псевдотахилиты обнаружены в гнейсовидных диоритах (Pl_{28-34}+Hbl+Bt±Qtz±Kfs) (метадиоритах) в виде прожилков мощностью до 5 см, согласных с гнейсовидностью вмещающих пород, реже секущих. Они имеют афанитовый облик и коричневую до черной окраску. Метадиориты на границе с ПТ катаклазированы, крупные зерна разбиты на угловатые обломки, смещенные друг относительно друга. На отдельных участках катаклаз сопровождается снижением глиноземистости амфибола (до Al=1.15–1.29 ат. на ф.е.), раскислением плагиоклаза до Pl_{17} и появлением серицита, эпидота, кальцита, хлорита.

ПТ образован тонкозернистым матриксом, в котором заключены реликты плагиоклаза, кварца и магнезиального (X_{Mg}=0.65–0.69) биотита. Матрикс сложен микролитами плагиоклаза, амфибола с включениями магнетита, гидробиотитом и небольшим количеством стекла. Реликты плагиоклаза по составу аналогичны плагиоклазу из метадиоритов, микролиты Pl имеют более высокую основность: Pl_{30-42}. Во всех анализах микролитов Pl присутствуют FeO (0.8–3.7 мас. %) и K_2O (до 1 мас. %). Микролиты амфибола представлены магнезиальной роговой обманкой (Al=2.17–2.39 ат. на ф.е.) и барруазитом (Al=2.08–2.49, Ca=1.27–1.46, $(Na+K)_B$=0.54–0.73, $(Na+K)_A$=0.23–0.42 ат. на ф.е.); наблюдаются также более поздние прожилки актинолита.

Химические анализы пород выполнены М.М. Смагуновой в ИЗК СО РАН на оборудовании ЦКП «Геодинамика и геохронология». Псевдотахилиты по сравнению с вмещающими породами обеднены SiO_2, но содержат больше FeO, MgO, CaO, TiO_2 и летучих компонентов

(в виде п.п.п.). Псевдотахилиты Архута имеют химический состав, соответствующий дациту: SiO_2=64–65 %, Na_2O+K_2O=5.9–6.4 %. На участке Куяда ПТ по составу отвечают базальтовому трахиандезиту: SiO_2=53.5 %, Na_2O+K_2O=6.0 %

Парагенезис Ser+Chl+Cc в катаклазированных гранитах участка Архут позволяет оценить температуру вмещающих ПТ пород значениями ≤300 ºС при P≤2 кбар, по Л.П. Плюсниной. Оплавленные зерна кварца свидетельствуют о том, что температура на плоскости скольжения достигала точки плавления кварца. Полагая, что некоторое количество свободной H_2O присутствовало на поверхности минералов в момент плавления и $P_{H2O}=P_{общ}$, можно оценить фрикционную температуру на отдельных участках значениями 1000–1150 ºС. Если флюид поглощался расплавом, плавление продолжалось в «сухих» условиях и температура в зоне контактного плавления могла достигать значений 1700 ºС **[4]**. Давление в момент раскристаллизации стекла, рассчитанное по составу микролитов амфибола, составляло 4.0–5.5 кбар. На участке Куяда температура и давление во вмещающих ПТ породах, рассчитанные по составу новообразованного амфибола из катаклазированных метадиоритов (роговообманковый геотермобарометр Л.Л. Перчука и Т.В. Гери), составляли 520–535 ºС и 1.4–1.5 кбар. В ПТ часты реликты плагиоклаза, иногда наблюдаются реликты магнезиального биотита, а реликтов амфибола нет. Таким образом, температура на плоскости скольжения превышала 850 ºС, когда роговая обманка полностью плавилась, и достигала точек плавления плагиоклаза и магнезиального биотита, но вряд ли превышала 950 ºС. Величины давления в момент раскристаллизации стекла, рассчитанные по амфиболовым геобарометрам, составляли 5.3–8.7 кбар.

Взаимоотношения ПТ с вмещающими породами и особенности структуры (сферолиты, микролиты) свидетельствуют об образовании псевдотахилитов при фрикционном плавлении. Сохранность стекла в ПТ Архута свидетельствует о быстром охлаждении расплава, т.е. о том, что фрикционное плавление происходило на малой глубине. Интенсивная раскристаллизация ПТ Куяды и присутствие в них более поздних прожилков показывают, что их образование происходило на б*о*льших глубинах и на фоне продолжающихся деформаций. Богатый SiO_2 состав ПТ Архута, указывающий на высокую степень плавления полевых шпатов и кварца, позволяет связывать их образование с землетрясением с высокой скоростью скольжения и/или большой продолжительностью **[5]**. Для зоны Приморского разлома для подобных суждений недостаточно данных. Изотопное датирование псевдотахилитов позволит получить более полную информацию о сейсмической активности разломов в прошлом.

[1] *Ружич В.В.* Очаг землетрясения как объект геологического изучения // Физика Земли. 2009. № 11. С. 60–68.

[2] *Cowan D.S.* Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // Journal of Structural Geology. 1999. V. 21. P. 995–1001.

[3] *Rowe Ch.D., Kirkpatrick J.D., Brodsky E.E.* Fault rock injections record paleo-earthquakes // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 335–336. P. 154–166.

[4] *Spray J.G.* Frictional melting processes in planetary materials: From hypervelocity impact to earthquakes // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2010. V. 38. P. 221–254.

[5] *Jiang H., Lee C.-T.A., Morgan J.K., Ross C.H.* Geochemistry and thermodynamics of an earthquake: A case study of pseudotachylites within mylonitic granitoid // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 430. P. 235–248.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 237–238

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ (ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ)

В.А. Саньков[1, 2], А.В. Парфеевец[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sankov@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет

Неотектонические структуры Восточной Монголии представляют интерес с точки зрения изучения закономерностей проявления тектонических деформаций во внутриконтинентальных условиях. Они удалены от активных границ крупных литосферных плит, что создает неоднозначность в определении источников тектонических сил. Нами исследовались закономерности неотектонической активизации разрывных нарушений и напряженное состояние земной коры восточного окончания Гобийского Алтая, Восточно-Гобийской впадины, вулканического плато Дариганга и восточного ската Хэнтэйского сводового поднятия.

В юго-восточной части Монголии наблюдается изменение простирания основных элементов древней структуры от субширотного на западе к СВ на востоке. В результате неотектонической активизации на месте мезозойской Южно-Гобийской впадины образовались горные сооружения крайнего восточного окончания Гобийского Алтая (поднятия Гурван-Сайхан, Хурхэ-Ула и др.), в то время как в пределах Восточно-Гобийской впадины, входящей в состав Амурской плиты, отмечаются лишь отдельные малоамплитудные линейные поднятия и впадины СВ простирания. Восточное окончание Гобийского Алтая характеризуется прекрасно проявленными признаками плиоцен-четвертичной вплоть до голоценовой активности субширотных и СЗ сдвигов и надвигов. Реконструкции полей напряжений по тектонической трещиноватости показывают режимы сжатия, транспрессии и сдвига с ориентировкой оси сжатия главным образом на СВ. Современное напряженное состояние земной коры, реконструированное по данным о фокальных механизмах землетрясений, соответствует позднекайнозойскому как по типу, так и по направлению оси максимального сжатия. Структуры Восточно-Гобийской впадины активизировались в раннем кайнозое. Здесь фиксируются постпозднемеловые надвиги вдоль СВ уступов в северном борту поднятия Тотошан и сдвиги в зоне Восточно-Гобийского разлома. Реконструкции напряженного состояния показывают режимы сжатия и транспрессии с субмеридиональным и СЗ направлением сжатия, что кардинально отличается от современного напряженного состояния земной коры.

Активизация структур района вулканического плато Дариганга началась в миоцене в условиях СЗ растяжения и продолжалась до плейстоцена. Магмоконтролирующая роль СВ и, реже, субширотных разломов ярко выражена в приуроченности к ним цепочек вулканических построек и подтверждается таким же простиранием базальтовых даек. На современном этапе район плато Дариганга в тектоническом плане слабоактивен. Использование механизмов очагов редких для района землетрясений позволяет реконструировать стресс-тензор современного поля напряжений. Он характеризует сдвиговый режим тектонических напряжений с ВСВ простиранием оси максимального сжатия.

Севернее, на восточном склоне Хэнтэйского поднятия, наблюдается слабая активизация субмеридиональных и СВ разломов, ограничивающих позднемезозойские впадины, в режиме сдвига и растяжения соответственно. Ярким примером этого является Баганурская впадина и ее окружение. Активизированные в плейстоцене–голоцене разломы СЗ простирания характеризуются левосторонними сдвиговыми смещениями. Например, было установлено, что по разлому, ограничивающему с СВ Царигийнскую впадину (севернее г. Ундэр-Хан), амплитуда левостороннего сдвига долин временных водотоков достигает 100–150 м. Реконструированные стресс-тензоры последних этапов деформации, по данным о тектонической трещиноватости для этого района, характеризуют условия растяжения и сдвига. Оси максимального сжатия имеют СВ и

ВСВ простирание. Современное поле напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений указывает на сдвиговый тип деформирования земной коры с СВ простиранием оси максимального сжатия.

В целом в пределах Восточной Монголии в кайнозое проявилась фрагментарная разновременая активизация тектонических структур западной части Амурской литосферной плиты. Многообразие тектонических деформаций связано с сочетанием нескольких факторов. На литосферу Амурской плиты, характеризующуюся относительно малыми мощностью и прочностью, одновременно и с разной интенсивностью воздействуют тектонические усилия от нескольких источников. На раннем этапе в условиях СЗ и субмеридионального сжатия были активизированы СВ структуры зоны Восточно-Гобийского разлома. Источником этих усилий, возможно, были процессы конвергенции плит, происходившие в Западно-Тихоокеанской зоне субдукции. Однако уже с миоцена в том же СЗ направлении проявилось растяжение, способствовавшее проявлению базальтового вулканизма на плато Дариганга. Наиболее вероятной причиной этого растяжения были силы трения на подошве литосферы, возникающие под воздействием потока в астеносфере в ЮВ направлении. Этим же процессом контролируется, по-видимому, проявление растяжения на восточном склоне Хэнтэйского поднятия. Процессы сжатия, связанные с конвергенцией Индостана и Евразии, наиболее ярко проявились в западной (Монгольский Алтай) и южной (Гобийский Алтай) части Монголии. Однако деформации, связанные с этим сжатием, проявились и в пределах Амурской плиты на достаточно большом расстоянии от ее западной границы, о чем свидетельствуют движения по активным разломам и спорадическая сейсмическая активность.

Исследования выполняются при частичной поддержке РФФИ (проект № 17-05-00826).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 239–240

ПОВЕРХНОСТНО-ВОЛНОВАЯ ТОМОГРАФИЯ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ И ЛЯВА

А.И. Середкина

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

Недостаток сейсмических станций и неравномерность распределения эпицентров землетрясений в высоких северных широтах накладывают существенные ограничения на исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии Арктики. Основная имеющаяся на данный момент информация о рассматриваемом регионе содержится в глобальных моделях **[1–3]**, для Арктики характеризующихся достаточно низким разрешением по сравнению с другими областями Земли. Не лишены аналогичных проблем с разрешением и некоторые региональные исследования **[4, 5]**, в то время как результаты более детальных работ, основанных на данных как объемных **[6, 7]**, так и поверхностных волн **[8–10]**, имеют весьма локальный характер.

В настоящей работе проведено исследование крупномасштабных неоднородностей верхней мантии Арктики методом поверхностно-волновой томографии по данным о групповых скоростях волн Рэлея и Лява. Материалом для исследования служили записи поверхностных волн от сильных ($M_w \geq 5.1$) удаленных землетрясений на каналах LHZ и LHT цифровых широкополосных сейсмических станций сетей IRIS, GEOSCOPE, GEOFON и относительно недавно установленной в Гренландии сети GLISN. Всего было использовано 38 землетрясений, зарегистрированных с 1996 по 2015 г. Диапазон расстояний от эпицентров выбранных для анализа землетрясений до регистрирующих станций составил 2000–10000 км, что в большинстве случаев позволило выделить основную моду поверхностных волн в пределах диапазона периодов колебаний от 10 до 250 с. Дисперсионные кривые групповых скоростей фундаментальных мод поверхностных волн рассчитывались с помощью процедуры спектрально-временного анализа [**11**]. Для анализа использовались только записи с высоким отношением сигнал/шум. Всего было получено 1555 дисперсионных кривых для волн Рэлея и 1265 – для волн Лява.

Карты распределений групповых скоростей были рассчитаны методом двумерной томографии для случая сферической поверхности **[12, 13]**. Всего было построено по 18 карт для каждого типа поверхностных волн с переменным по периоду шагом. Разрешение результатов картирования оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения (R), главным образом зависящего от количества сейсмических трасс и их взаимного расположения **[13]**. Наилучшим разрешением (400–600 км) характеризуется центральная часть области исследования (севернее 70° с.ш.), а также северо-восток Евразии и Аляска. На периферии, особенно в Южной Гренландии и Канаде, эффективный радиус осреднения принимает более высокие значения. Аналогично в качестве границы приемлемого разрешения принято R=1000 км **[12]**.

Для обоих типов поверхностных волн карты для периода 20 с отражают особенности строения земной коры, а вариации групповых скоростей изменяются в широких пределах: от –20 до +20 %. Минимумы групповых скоростей на этих картах приурочены к бассейнам окраинных морей и к осадочным бассейнам на севере Евразии, причем интенсивность выявленных минимумов коррелирует с мощностью осадков по различным глобальным моделям коры, например CRUST 1.0 **[3]**. Бассейны Северного Ледовитого океана и глубоководных Гренландского и Норвежского морей характеризуются высокими значениями скоростей поверхностных волн, что, вероятно, обусловлено утонением коры. Характер дисперсии для периода колебаний 50 с определяется влиянием как коры, так и верхней части мантии и в определенной мере отражает вариации мощности коры под различными регионами.

Карты для более высоких периодов колебаний (до 150 с) отражают распределение горизонтальных неоднородностей в мантийной части литосферы и астеносфере, а для периодов более 150 с на характер дисперсии скоростей поверхностных волн оказывают влияние подастеносферные слои верхней мантии и нижняя мантия. Максимальные значения вариаций групповых

скоростей (до +5 %) на этих периодах приурочены к Канадскому и Балтийским щитам. Также повышенными значениями скоростей характеризуется Сибирская платформа (+1…+3 %), причем с увеличением периода данная особенность становится более выраженной. Минимальные значения скоростей (до –10 %) приурочены к зонам субдукции Тихоокеанской плиты. На периодах от 50 и до 250 с на картах для обоих типов поверхностных волн наблюдается локальный минимум скоростей (–3 %) в районе Исландии, скорее всего, связанный с Исландским мантийным плюмом, глубинность которого оценивается от 200 **[10]** до 400 **[1]** и даже 700 км **[4]** по данным различных геофизических исследований. Необходимо отметить, что с увеличением периода вариации скоростей становятся более сглаженными, что свидетельствует о том, что на глубинах более 400 км мантия менее дифференцированна по скоростям.

На основании проведенного исследования можно заключить, что полученные карты распределений групповых скоростей волн Рэлея и Лява отражают особенности строения коры и верхней мантии Арктики, а выявленные горизонтальные скоростные неоднородности согласуются с геологическим строением области исследования. Полученные карты представляют существенный интерес для дальнейшего построения трехмерной модели распределения скоростей поперечных волн и изучения анизотропных свойств мантии Арктики.

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант № 17-77-10037.

[1] *Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.B.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // Journal Geophysical Research. 1998. V. 103. P. 30055–30078.

[2] *Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model for the crust and upper mantle // Geophysical Journal International. 2002. V. 151. P. 88–105.

[3] *Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust // Geophysical Research Abstracts. 2013. V. 15. Abstract EGU 2013-2658.

[4] *Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.* Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 10. С. 1261–1272.

[5] *Levshin A.L., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Villasenor A., Padgett C.A.* New constraints on the arctic crust and uppermost mantle: surface wave group velocities, Pn, and Sn // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 123. P. 185–204.

[6] *Jokat W.J., Schmidt-Aursch M.C.* Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel ridge, Arctic ocean // Geophysical Journal International. 2007. V. 168. P. 983–998. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03278.x.

[7] *Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y., Langinen A.E., Sorokin M.Y.* Seismic profiling across the Mendeleev ridge at 82°N: evidence of continental crust // Geophysical Journal International. 2006. V. 165. P. 527–544. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02859.x.

[8] *Darbyshire F.A., Larsen T.B., Mosegaard K., Dahl-Jensen T., Gudmundsson O., Bah T., Gregersen S., Pedersen H.A., Hanka W.* A first detailed look at the Greenland lithosphere and upper mantle using Rayleigh wave tomography // Geophysical Journal International. 2004. V. 158. P. 267–286. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02316.x.

[9] *Levshin A.L., Schweitzer J., Weidle C., Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* Surface wave tomography of the Barents sea and surrounding regions // Geophysical Journal International. 2007. V. 170. P. 441–459. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03285.x.

[10] *Pilidou S., Priestley K., Debayle E., Gudmundsson O.* Rayleigh wave tomography in the North Atlantic: high resolution images of the Iceland, Azores and Eifel mantle plumes // Lithos. 2005. V. 79. P. 453–474. doi:10.1016/j.lithos.2004.09.012.

[11] Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В. и др. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.

[12] *Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. V. 138. P. 263–278.

[13] *Яновская Т.Б.* Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука, 2015. 167 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 241–242

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И АНИЗОТРОПНЫЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЗИИ

А.И. Середкина, В.М. Кожевников, О.А. Соловей

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 Азии (30–70° с.ш., 60–165° в.д.) методом поверхностно-волновой томографии.

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 распределения групповых скоростей основной моды волн Рэлея и 16 аналогичных карт для волн Лява. Разрешение результатов картирования оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения. Наилучшим разрешением (300–400 км) характеризуются структуры Монголо-Охотского складчатого пояса, платформы Восточного и Юго-Восточного Китая, бассейны окраинных морей, высокогорные сооружения Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша, а также плато Тибет с его горным обрамлением. На периферии исследуемой области значения эффективного радиуса осреднения несколько выше. Кроме того, необходимо отметить закономерное ухудшение разрешения с увеличением периода, связанное с уменьшением количества используемых сейсмических трасс.

Анализ распределения 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 высокогорных районах, в то время как платформенные регионы характеризуются более высокими значениями групповых скоростей. Различия в распределении 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. Согласно рассматриваемому диапазону периодов колебаний, глубинность метода близка к 500 км. В качестве исходной была принята модель среды с двумя плоскопараллельными слоями коры и 11 слоями мантии с линейным нарастанием скорости с глубиной на полупро-

странстве. Варьируемыми параметрами служили скорости поперечных волн в слоях коры и мантии и мощности 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 дисперсионным кривым волн Лява. Для проверки устойчивости полученных результатов строился усредненный по этим двум решениям разрез ($V_{ср}=(V_{SV}+V_{SH})/2$), от которого снова проводились расчеты скоростных разрезов для каждого типа поверхностных волн. Наконец, по полученным скоростным разрезам волн *SV* и *SH* оценивался коэффициент анизотропии ($\alpha=(V_{SH}-V_{SV})/V_{ср}$).

Совместный анализ карт распределения коэффициента анизотропии и 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 **[5, 6]**. Максимальные значения коэффициента анизотропии приурочены к интервалу глубин от подошвы коры до 150 км, т. е. в мантийной части литосферы и в астеносфере, что несколько выше оценок интервала глубин 100–200 км **[7]**, полученных для центральной части исследуемого нами региона с бóльшим осреднением. Полученные данные о горизонтальном распределении анизотропных свойств вещества верхней мантии Азии хорошо согласуются с результатами предыдущих региональных **[7, 8]** и глобальных исследований **[9]**. Минимальная анизотропия, также проявленная в наименьших отличиях в картах распределений групповых скоростей волн Рэлея и Лява, наблюдается в мантии стабильной Сибирской платформы, тогда как в тектонически активных регионах (Хангай, Японское море) значения коэффициента анизотропии достигают существенных величин (+3…+6 %) с максимумом в районе Тибета и его горного обрамления (до +10 %).

На глубинах более 200 км вариации коэффициента анизотропии становятся более сглаженными, но появляются достаточно обширные области с отрицательной анизотропией ($\alpha<0$, $V_{SH}<V_{SV}$). В глобальном масштабе подобные тенденции были отмечены в работе **[9]** и проинтерпретированы возможной сменой характера течения вещества с горизонтального в литосфере и астеносфере на вертикальное в более глубоких слоях мантии.

Таким образом, в результате проведенного исследования было показано, что верхняя мантия Азии характеризуется анизотропными свойствами до глубины ~250 км, причем распределение анизотропных свойств является неоднородным и согласуется с геологическим строением области исследования. Полученные результаты в дальнейшем могут способствовать построению более детальных и обоснованных геодинамических моделей рассматриваемой территории.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект №17-17-10037).

[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] *Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А.* Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 10. С. 1564–1575.

[6] *Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovey O.A.* Seismicity and S-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2016. V. 261. P. 152–160. doi:10.1016/j.pepi.2016.10.011.

[7] *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.

[8] *Chen Y., Badal J., Zhang Z.* Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet Plateau and surrounding regions // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 36. P. 289–302. doi:10.1016/j.jseaes.2009.06.011.

[9] *Zhou Y., Nolet G., Dahlen F.A., Laske G.* Global upper-mantle structure from finite-frequency surface-wave tomography // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. B04304. doi:10.1029/2005JB003677.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 243–245

ЭВОЛЮЦИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

В.А. Симонов[1, 2], Ю.В. Карякин[3], А.В. Котляров[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Москва, Геологический институт РАН, yukar61@ mail.ru

На архипелаге Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) выделяются три пика активной вулканической деятельности: 192.2±2.8, 157.4±3.5 и 131.5±0.8 млн лет. При этом геохимические исследования свидетельствуют о последовательной смене составов базальтов от низкокалиевых толеитов в ранней юре через низкокалиевые / субщелочные породы в поздней юре к преимущественно субщелочным вулканитам в раннем мелу **[1, 2]**. Для определения условий магматизма, ответственного за эти закономерные изменения составов базальтов, значительную помощь могут оказать исследования расплавных включений в минералах, успешно используемые для установления параметров кристаллизации базальтовых пород **[3–6]**. Наиболее эффективным является комплексный подход с изучением минералов и расплавных включений, примененный нами в ходе выяснения эволюции физико-химических условий базальтового магматизма ЗФИ.

Составы минералов и расплавных включений из базальтоидов ЗФИ определены на микроанализаторе «Camebax-micro» в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Расплавные включения в минералах исследовались в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Эксперименты с включениями проводились в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой **[7]** на основе имеющихся методик **[8, 9]**. Содержания редких и редкоземельных элементов в стеклах прогретых расплавных включений определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН по опубликованной методике **[3]**.

Исследования показали изменение составов **плагиоклазов** из базальтовых покровов ЗФИ во времени (192 → 131 млн лет) с увеличением диапазона An, обусловленным падением его минимальных значений: 73 → 69. При этом дайки и силлы содержат плагиоклазы с наименьшими значениями An (49–64), что связано с дифференциацией расплавов в этих интрузивах. По соотношению K_2O-An составы плагиоклазов из покровов ЗФИ попадают в поля минералов из базальтов океанических островов (OIB), срединно-океанических хребтов и Сибирской платформы. Плагиоклазы из даек и силлов тесно ассоциируют с данными по минералам OIB, а также долеритовых силлов из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна, имеющих плюмовое происхождение.

Анализы **клинопироксенов** из покровов ЗФИ показывают рост диапазона магнезиальности во времени (192 → 131 млн лет), что связано с уменьшением ее минимальных значений: 78 → 69. На диаграмме TiO_2-FeO большинство точек пироксенов из покровов ЗФИ располагается в поле толеитовых базальтов Сибирской платформы. Часть пироксенов из даек ЗФИ находится в полях минералов из субщелочных пород Сибирской платформы и из долеритов Западной Сибири. В целом устанавливается тренд накопления FeO и TiO_2 в клинопироксенах при переходе от древних к молодым комплексам ЗФИ, сопровождающийся сменой толеитовых расплавов субщелочными.

На основе данных по составам клинопироксенов определены температуры кристаллизации базальтовых комплексов ЗФИ. Расчеты проведены с использованием нескольких минералогических термометров. Сопоставление результатов с данными по расплавным включениям (1210–1130 °C) свидетельствует о том, что наиболее близкие к экспериментальным параметрам расчетные температуры получены при использовании термометра **[10]**. Сравнение характеристик для разновозрастных базальтоидов показало, что со временем (от 192 до 131 млн лет) максимальные расчетные температуры расплавов увеличились от 1120 до 1215 °C, что подтвер-

ждается информацией по включениям. При этом от древних к более молодым базальтовым покровам идет расширение температурного диапазона кристаллизации, что хорошо согласуется с отмеченными выше закономерными изменениями во времени составов плагиоклазов и клинопироксенов.

Полученные данные по минералам подтверждаются результатами исследования расплавных включений, которые показывают изменение магматических систем во времени (192 → 131 млн лет) от толеитов к субщелочным. Составы включений прямо свидетельствуют о преобладании на раннеюрском этапе магматизма ЗФИ платобазальтовых расплавов, близких по содержанию основных компонентов, а также редких и редкоземельных элементов к типичным базальтовым магмам Сибирской платформы и океанического плато Онтонг Джава. Для наиболее молодых (раннемеловых) магм расплавные включения свидетельствуют об обогащенном субщелочном характере, показывая возможное влияние глубинных плюмовых систем типа OIB.

Представительные данные по составам стекол прогретых расплавных включений послужили основой для расчетов условий магмогенерации. Расчетное моделирование параметров формирования глубинных расплавов ЗФИ проводилось по методикам, опубликованным ранее **[11, 12]**. Применялись методические подходы с использованием содержаний основных петрохимических компонентов (TiO_2, FeO, MgO, Na_2O, K_2O) и редкоземельных элементов (Sm, Yb). В результате проведенных расчетов выяснена эволюция базальтового магматизма ЗФИ от ранней юры до раннего мела (192 → 157 → 131 млн лет) с последовательным изменением глубин и температур (70–105 км, 1440–1560 °С → 55–110 км, 1380–1580 °С → от 50–60 км до 130–140 км, 1350–1690 °С) формирования мантийных источников. При этом установленные закономерные изменения параметров образования магм ЗФИ во времени с расширением их диапазонов совпадают с эволюцией характеристик составов минералов в тех же временных интервалах. Подобное совпадение не может быть случайностью и является доказательством реальности рассчитанных параметров формирования глубинных магм ЗФИ.

Расчетное моделирование на основе данных по расплавным включениям показало несколько уровней образования расплавов ЗФИ. Параметры (70–105 км, 1440–1560 °С) раннеюрских мантийных источников близки к данным для первичных расплавов Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава **[5, 13]**, формирование которых напрямую связано с действием плюма. В то же время максимальные характеристики (110–140 км, 1580–1690 °С) согласуются с информацией по Гавайским островам (эталонная система OIB), где температура плюма на глубине 130–170 км в осевой части составляет 1560–1600 °С **[14]**. Минимальные условия образования магм ЗФИ (50–70 км, 1350–1420 °С) сравнимы с параметрами глубинных расплавов в срединно-океанических хребтах **[4, 12]**. Это кажущееся противоречивое сочетание различных геодинамических ситуаций объясняется подъемом зон формирования магм ЗФИ в ходе развития рифтогенных структур под воздействием мантийного плюма **[15]**.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014 и ГИН РАН № 0135-2014-0006, при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, и Арктической программы Президиума РАН.

[1] *Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В.* Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 293–301.

[2] *Karyakin Yu.V., Shipilov E.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V.* Phases and stages of the plume magmatism in the Franz-Josef Land archipelago // Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and Metallogeny. Irkutsk: Petrographica, 2011. С. 96–98.

[3] *Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.

[4] *Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.

[5] *Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж.* Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 908–923.

[6] *Наумов В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолюк В.В.* Химический состав и параметры кристаллизации трахибазальтов Джидинского района Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения расплавных и флюидных включений // Геохимия. 2006. № 3. С. 322–331.

[7] *Соболев А.В., Слуцкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

[8] *Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
[9] *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.
[10] *Lindnsley D.H., Dixon S.A.* Pyroxene thermometry // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 477–493.
[11] *Shen Y., Forsyth D.W.* Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 2211–2237.
[12] *Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J.* Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 10057–10076.
[13] *Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.* Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава – Науру, Тихий океан // Петрология. 2004. Т. 12, № 2. С. 191–203.
[14] *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.* An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. 2005. V. 434. P. 590–597.
[15] *Симонов В.А., Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В.* Физико-химические условия раннего плюмового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1277–1291.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 246–248

ГЕОДИНАМИКА МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ДРЕВНИХ ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

В.А. Симонов[1, 2], А.В. Котляров[1], И.Ю. Сафонова[1, 2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Актуальность исследований геодинамических процессов в зонах субдукции с выявлением резервуаров расплавов и с установлением путей движения магм не вызывает сомнений. Именно в этом направлении проводятся многие сейсмотомографические исследования современных субдукционных зон **[1, 2]**. Наши работы показали, что с помощью анализа минералов и расплавных включений можно получать информацию о параметрах магматических очагов в зонах субдукции, хорошо согласующуюся с сейсмическими данными **[3]**. В частности, таким способом рассмотрены особенности надсубдукционных магматических камер на примере островодужной системы Камчатки **[2, 3]**. Данный подход приобретает особое значение при исследовании древних зон субдукции, когда невозможно применить сейсмические методы. В этом случае изучение минералов и расплавных включений позволяет не только рассматривать особенности формирования и развития промежуточных магматических камер, но и реконструировать физико-химические параметры палеогеодинамических процессов. Предлагаемый методический подход на основе данных по минералам и находящимся в них включениям использован нами при выяснении геодинамических условий развития древних субдукционных магматических систем на примере палеосубдукционных структур Горного Алтая, северо-востока Казахстана и Кузнецкого Алатау. Использование этих объектов обусловлено тем, что, судя по результатам предыдущих геолого-петрологических и геохимических исследований **[4–6]**, они представляют палеогеодинамические ситуации, которые в общем фактически отражают последовательное развитие субдукционных зон от примитивной островной дуги с бонинитами (Курайские офиолиты, Горный Алтай) через развитую островную дугу (Чарская зона, Казахстан) к расколу островной дуги и к началу формирования задугового бассейна (офиолиты Кузнецкого Алатау).

Составы минералов и расплавных включений определены на микроанализаторе «Camebax-micro» в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Расплавные включения в минералах исследовались в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН). Эксперименты с включениями проводились в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой **[7]** на основе имеющихся методик **[8, 9]**.

Изучение клинопироксенов показало, что их составы фиксируют последовательное геодинамическое развитие субдукционных зон: примитивная энсиматическая островная дуга – развитая островная дуга – задуговой бассейн. В частности, на диаграмме TiO_2 – FeO клинопироксены курайских офиолитов располагаются исключительно в поле минералов из бонинитов примитивных островных дуг западной части Тихого океана. Пироксены Чарской зоны находятся в области минералов из пород развитых островных дуг. При этом часть данных попадает в бонинитовое поле. Клинопироксены из силлов Кузнецкого Алатау обладают островодужными характеристиками, в то время как пироксены из даек располагаются в поле минералов из базальтов задугового бассейна Лау (Тихий океан).

Данные по расплавным включениям в клинопироксенах подтверждают отмеченную закономерность, показывая бонинитовые составы магм для алтайских комплексов, переходные свойства расплавов от бонинитов к известково-щелочным в случае Чарской зоны и магматизм развитой островной дуги для Кузнецкого Алатау.

Расчетное моделирование параметров формирования глубинных расплавов, проведенное на основе данных по составам расплавных включений по методике **[10]**, показало закономерное повышение уровня магмогенерации с падением температуры при последовательном формирова-

нии вулканических комплексов курайских офиолитов (65–105 км, 1410–1590 °С **[4]**), Чарской зоны (50–95 км, 1350–1530 °С **[5]** и офиолитов Кузнецкого Алатау (33–57 км, 1280–1380 °С). При этом необходимо подчеркнуть, что условия генерации первичных расплавов древних (Горный Алтай) и современных (Идзу-Бонинская дуга, Тихий океан) бонинитов фактически совпадают **[4]**. Расчеты также показали, что параметры формирования исходных магм для даек Кузнецкого Алатау практически идентичны данным по магматизму бассейна Вудларк (Тихий океан).

Для оценки давления в промежуточных магматических камерах использовался сравнительный анализ экспериментальных температур гомогенизации включений и расчетных ликвидусных температур, полученных на основе составов включений по программе PETROLOG **[11]** при разных давлениях. В качестве наиболее вероятных давлений принимались значения этого параметра, при которых расчетные температуры были максимально близки к температурам гомогенизации. Дополнительная информация о параметрах кристаллизации получена при использовании минеральных термометров и барометров, протестированных с помощью данных по расплавным включениям.

На основе расчетов с использованием информации по расплавным включениям было выяснено, что клинопироксены древних бонинитов Горного Алтая начинали кристаллизоваться на тех же глубинах (30–20 км), что и пироксены из эталонных бонинитов Идзу-Бонинской дуги. Использование составов клинопироксенов показало, что в дальнейшем возможны два пути подъема магмы. В одном случае при минимально установленных температурах (1140–1120 °С) происходил непрерывный подъем кристаллизующейся массы с 12 до 0.6 км. Для более высокотемпературных магм характерен другой путь с выделением трех зон кристаллизации пироксенов на глубинах: 18.0–13.8 км (1245–1205 °С), 12.0–3.5 км (1240–1185 °С) и 3.3–0.6 км (1185–1145 °С).

В случае Чарской зоны на основе данных по расплавным включениям устанавливается два пути развития магматизма. На раннем этапе действовала геодинамическая система с простым строением (одна промежуточная камера, 12–6 км, 1185–1175 °С) надсубдукционного пространства (с развитием расплавов, частично сходных с бонинитовыми), близкая в целом к примитивным энсиматическим островным дугам Тихого океана. В дальнейшем последовательная эволюция Чарской палеозоны субдукции привела к усложнению строения надсубдукционного пространства и появлению как минимум трех промежуточных магматических камер: на глубинах около 12 км (1160–1145 °С), 6–3 км (1170–1150 °С) и в близповерхностных условиях (1170–1160 °С). Расчеты с использованием составов клинопироксенов показали возможность кристаллизации пироксенов на самом верхнем уровне при значительном снижении температуры до 1120 °С.

Для офиолитов Кузнецкого Алатау расчеты на основе составов расплавных включений свидетельствуют о наличии двух уровней кристаллизации клинопироксенов: 24–12 км (1235–1210 °С) и менее 6 км (1220–1200 °С). При этом более глубинная камера частично перекрывается по PT параметрам с областью кристаллизации магм бассейна Вудларк. Использование данных по составам клинопироксенов показывает возможность другого пути эволюции магматических систем с резким падением температуры до 1110–1080 °С при сохранении относительно глубинных (до 20 км) условий.

В целом, исследования показали, что, во-первых, для курайских офиолитов и Чарской зоны палеогеодинамическое развитие магматических систем происходило с образованием нескольких разноглубинных уровней кристаллизации клинопироксенов, фактически соответствующих промежуточным магматическим камерам, характерным для современных островодужных зон субдукции типа Курило-Камчатской **[2, 3]**. Во-вторых, палеогеодинамика магматических систем офиолитов Кузнецкого Алатау имела сходные черты с развитием магматизма бассейна Вудларк (Тихий океан).

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014 и 0330-2016-0003, при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект 14.Y26.31.001) и РФФИ (проект № 16-05-00313).

[1] *Кулаков И.Ю., Кукарина Е.В., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Верниковский В.А.* Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 109–124.

[2] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В.* Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 5. С. 701–722.

[3] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С.* Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 7. С. 1265–1291.

[4] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.* Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 962–967.

[5] *Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В.* Петрогенезис островодужных комплексов Чарской зоны, Восточный Казахстан // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 59–72.

[6] *Курганская Е.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А.* Геохимия и петрогенезис надсубдукционных комплексов Чарской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 75–93.

[7] *Соболев А.В., Слуцкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

[8] *Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

[9] *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.

[10] *Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J.* Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic ridge: influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 10057–10076.

[11] *Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.* Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V. 12. Q07021. doi:10.1029/2011GC003516.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 249–251

ОКЕАНИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ УЛЬТРАМАФИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.А. Симонов[1, 2], А.В. Куликова[1, 2], А.В. Котляров[1], Н.И. Волкова[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Древние офиолиты в значительной степени изменены в результате влияния метаморфических процессов, действовавших на всех этапах формирования комплексов в океанических областях и последующей длительной истории их преобразования в переходных субдукционных зонах океан – континент и в складчатых сооружениях. При этом необходимо отметить, что при метаморфизме в зонах субдукции и в ходе регионального метаморфизма значительная часть минеральных ассоциаций (в том числе и метаморфических), возникших непосредственно при формировании океанической литосферы, может быть фактически уничтожена. Таким образом, выявление в древних офиолитах продуктов собственно океанического метаморфизма представляет собой сложную задачу. Наиболее перспективным путем ее решения является детальное изучение минеральных парагенезисов офиолитовых пород в сравнительном анализе с данными по современной океанической литосфере. Подобные исследования с использованием составов амфиболов были успешно проведены ранее для офиолитов Восточного и Западного Саяна [1]. В связи с этим данный методический подход использован нами при выяснении особенностей океанического метаморфизма ультраосновных пород из древних офиолитов Горного Алтая.

В последнее время получен значительный объем новых данных по составам минералов из ультрамафитов чаган-узунских офиолитов (Горный Алтай). Анализы проводились на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Результаты наших исследований оливинов, ортопироксенов и хромшпинелидов показывают тесную ассоциацию характеристик рассмотренных ультрабазитов с данными по ультраосновным породам современных срединно-океанических хребтов, что подтверждает выводы об океаническом происхождении этих офиолитов, сделанные ранее [2].

Проведенные исследования показали значительное распространение амфиболов, заметная часть которых развивается по клинопироксенам в ультрамафитах Чаган-Узунского массива. Анализ составов минералов свидетельствует о том, что кроме тремолитов присутствуют и другие разновидности амфиболов, говорящие о повышенных параметрах преобразования ультрамафитовых пород массива. В случае пироксенитов установлена в основном магнезиальная роговая обманка. В гарцбургитах с измененными хромшпинелидами преобладают тремолиты с единичными проявлениями эденитов и магнезиальных роговых обманок. Для менее преобразованных гарцбургитов характерны исключительно магнезиальные роговые обманки и, редко, эдениты.

Сравнительный анализ полученных данных по амфиболам из ультрамафитов чаган-узунских офиолитов проводился на основе серии диаграмм из работы [1] с использованием их в качестве эталонов информации по минералам из метаморфических пород, образцы которых были собраны при непосредственном участии одного из авторов [3, 4] в зонах трансформных разломов 15°20′ и Вима (Срединно-Атлантический хребет).

На диаграммах, показывающих взаимосвязи большинства основных химических компонентов (Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na), амфиболы из пироксенитов Чаган-Узунского массива образуют компактную группу, располагающуюся в поле минералов из ультрабазитов района трансформного разлома Вима (Центральная Атлантика). Амфиболы из наименее измененных гарцбургитов Чаган-Узунского массива характеризуются определенным сходством с амфиболами пироксенитов, так же тесно ассоциируя с полем минералов из ультраосновных пород разлома Ви-

ма, отличаясь от них относительно повышенной щелочностью (Na) и пониженным титаном. Амфиболы из гарцбургитов с измененными хромшпинелидами обладают максимальной магнезиальностью и минимальными содержаниями титана (ниже предела обнаружения) и алюминия, на фоне относительно широких вариаций натрия, явно выделяясь по этим характеристикам.

В целом видно отчетливое сходство составов амфиболов из ультрамафитов Чаган-Узунского массива с минералами из ультрабазитов современных океанических структур, что свидетельствует о формировании рассмотренных амфиболов в палеоокеанических условиях на стадии океанического этапа метаморфизма.

Представительные данные по составам амфиболов послужили основой для расчета давлений метаморфических процессов преобразования ультраосновных пород Чаган-Узунского массива с использованием независимых минералогических барометров **[5, 6]**. Для наиболее измененных гарцбургитов были получены единичные данные, свидетельствующие о воздействии вторичных систем при небольших давлениях – до 1 кбар. В других случаях (для менее измененных гарцбургитов) давление было значительно больше (1.9–4.0 кбар) и могло достигать 3.6–5.1 кбар. Для пироксенитов устанавливаются более низкие значения давлений (1.4–2.6 кбар). В общем, по соотношению P кбар – Al IV практически все полученные данные по амфиболам из ультрамафитов Чаган-Узунского массива располагаются в поле минералов из ультраосновных пород современной океанической литосферы (район трансформного разлома Вима в Центральной Атлантике).

В целом, результаты исследований амфиболов не только подтверждают океаническое (срединно-океанический хребет) происхождение ультрамафитов Чаган-Узунского массива, но и свидетельствуют о значительных вариациях давлений (1.4–5.1 кбар), при которых кристаллизовались амфиболы в ходе океанического метаморфизма офиолитов. При этом, согласно опубликованным данным **[1, 7]**, для океанического этапа метаморфизма офиолитов характерны невысокие давления – до 2 кбар. В то же время в зонах современных трансформных разломов, пересекающих в частности Срединно-Атлантический хребет, установлены амфиболиты, флазер-габбро и метаморфические амфиболовые ультрабазиты **[3, 4, 8–10]**, при формировании которых давление могло варьироваться от 2 до 4 кбар и более **[3]**. Наши расчеты по амфиболам из ультраосновных пород современной океанической литосферы Центральной Атлантики с использованием анализов образцов, отобранных во время морских экспедиций в районе трансформного разлома Вима при непосредственном участии одного из авторов **[4]**, показали следующий интервал давлений: 1.7–6.3 кбар. Таким образом, составы амфиболов из ультрамафитов Чаган-Узунского массива и относительно широкие вариации давлений их кристаллизации (1.4–5.1 кбар) практически совпадают с данными по минералам из ультраосновных пород эталонного трансформного разлома Вима (Срединно-Атлантический хребет), что достаточно обоснованно свидетельствует о формировании ультрабазитового комплекса рассмотренных чаган-узунских офиолитов в зоне пересечения древним трансформным разломом палеосрединно-океанического хребта.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014, при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации и РФФИ (проект № 16-35-00109 мол_а).

[1] *Скляров Е.В., Добрецов Н.Л.* Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 3–14.

[2] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.* Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.

[3] *Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.

[4] *Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.* Строение и деформации пограничной зоны кора – мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика // Геотектоника. 2001. № 1. С. 16–35.

[5] *Schmidt M.W.* Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. V. 110. P. 304–310.

[6] *Yavuz F.* WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. V. 8. Q01004. doi:10.1029/2006GC001391.

[7] *Метаморфизм и тектоника*. Учебное пособие / Ред. Е.В. Скляров. М.: Интермет Инжиринг, 2001. 216 с.

[8] *Силантьев С.А.* Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 24–36.

[9] *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с.

[10] *Cannat M., Seyler M.* Transform tectonics, metamorphic plagioclase and amphibolisation in ultramafic rocks of the Vema transform fault (Atlantic ocean) // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 33. P. 283–298.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 252–253

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Д.Р. Ситкина, А.Б. Кузнецов, З.Б. Смирнова

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, dariasitkina@gmail.com

Карбонатные осадки обычно накапливаются в теплом морском мелководье, как правило, на шельфе пассивных континентальных окраин и островных поднятий, а изотопные характеристики карбонатных пород позволяют определять время образования этих осадков и геологический возраст морских стадий палеобассейна. На периферии Сибирской платформы распространены разные по мощности карбонатные отложения, которые фиксируют развитие морских палеобассейнов в пределах шельфовой зоны кратона и небольших континентальных блоков на его окраине. Этапы становления карбонатного чехла в пределах Тувино-Монгольского массива – одного из наиболее крупных блоков в юго-западном обрамлении Сибирского кратона – были предметом многолетних исследований **[1, 2]**. Литолого-геохимическое изучение карбонатных пород этого массива очертило ряд палеогеографических обстановок – от умеренно глубоководных до мелководных при активном и пассивном гидродинамическом режиме в спокойной тектонической обстановке **[3]**. Хемостратиграфическое изучение карбонатных пород боксонской серии Окинской структурно-фациальной зоны подтвердило венд-раннекембрийский возраст серии. В данной работе представлены результаты Rb-Sr и U-Pb изотопного исследования карбонатных пород горлыкской и араошейской свит, входящих в состав Тункинского фрагмента осадочного чехла Тувино-Монгольского массива.

Горлыкская и араошейская свиты входят в состав Ильчирской структурно-фациальной зоны, которая характеризуется сложным покровно-надвиговым строением **[4]**. Карбонатные породы горлыкской свиты согласно залегают на песчаниках верхнешумакской свиты, содержащей обломочные цирконы с U-Pb возрастом 670–680 млн лет **[5]**. Карбонатные породы араошейской свиты обособлены в индивидуальную тектоническую пластину, осложненную сериями кулисообразных и опрокинутых складок. Таким образом, восстановление стратиграфической последовательности и корреляция названных свит с разрезами западной части Тувино-Монгольского массива затруднены. Возраст этих пород по неоднозначным геологическим и палеонтологическим данным оценивается в широком диапазоне – от верхнего протерозоя до силура **[4]**.

Изученные карбонатные породы горлыкской (р. Шумак) и араошейской (р. Ара-Ошей) свит представлены преимущественно доломитами с маломощными пачками (50–100 м) углеродистых известняков. Сохранившиеся осадочные текстуры горлыкских карбонатов указывают на накопление отложений в небольших впадинах, в пределах локальных поднятий и литоральных зон, а также у подножия подводных склонов. Породы араошейской свиты были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации на орогенном этапе, поэтому практически не сохранили первичных осадочных текстур.

Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных известняках (Mn/Sr<0.2, Fe/Sr<1.4, Mg/Ca<0.03) горлыкской свиты составляет 0.7074–0.7076, а в араошейской – 0.7085–0.7086. Сопоставление Sr изотопных характеристик карбонатных пород горлыкской и араошейской свит с кривой вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в океане позднего протерозоя и палеозоя **[6]** показывает, что карбонатные осадки горлыкской свиты могли накапливаться в конце позднего рифея или в раннем венде (660–600 млн лет), а араошейской – в интервале от позднего венда до силура (580–420 млн лет).

Анализ U-Pb систематики известняков горлыкской свиты с помощью методики селективного растворения показал, что отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ в карбонатных фракциях образцов колеблется от 21.643 до 37.118. Отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ в карбонатной части образцов араошейской свиты варьируется от 19.238 до 27.959 в известняках и от 22.015 до 92.675 в доломитах. Вычис-

ленный возраст в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb–^{207}Pb/^{204}Pb$ по точкам всех карбонатных фракций горлыкской свиты равен 610±45 млн лет (СКВО=3.5), а по точкам всех изученных образцов араошейской свиты – 438±20 млн лет (СКВО=2.8).

Полученный Pb-Pb возраст известняков горлыкской свиты попадает в интервал, определенный на основе Sr-хемостратиграфии (ранний венд), и согласуется с возрастом обломочных цирконов в подстилающих песчаниках **[5]**. В отличие от этого, Pb-Pb возраст карбонатных пород араошейской свиты отражает время метаморфизма, сопряженного с раннепалеозойским орогенезом, в результате которого Тувино-Монгольский массив и примкнувшие к нему тектонические структуры были совместно кратонизированы и вошли в состав Саяно-Байкальской складчатой области **[1, 2]**.

Полученные Sr-изотопные данные для горлыкских и араошейских карбонатов (0.7074–0.7076 и 0.7085–0.7086) совпадают с аналогичной характеристикой боксонской серии, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в которой увеличивается от 0.7071–0.7073 в основании до 0.7083–0.7087 в верхней части. Таким образом, согласно Sr-хемостратиграфии, карбонатная последовательность двух свит (горлыкской и араошейской) близка к стратиграфическому объему боксонской серии. В этом случае возраст карбонатных протоосадков араошейской свиты был поздневендским или раннекембрийским. Совпадение времени накопления карбонатных осадков в Окинской и Ильчирской структурно-фациальных зонах подтверждает вывод о возможном существовании единой карбонатной платформы в составе Тувино-Монгольского массива и Тункинского террейна или о географической близости этих террейнов в прошлом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-01090) и гранта МК-739.2017.

[1] *Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.* Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 554–565.

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

[3] *Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.* Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 192–204.

[4] *Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.

[5] *Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г., Прошенкин А.И., Geng H., Вещева С.В., Левин А.В.* U-Pb датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) // ДАН. 2014. Т. 454, № 4. С. 452–455.

[6] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 6. С. 3–25.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 254–257

БЕЕРБАХИТЫ ПРИОЛЬХОНЬЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ

Е.В. Скляров[1], А.В. Лавренчук[2, 3], Е.В. Пушкарев[4], А.Е. Старикова[2, 3], К.М. Степанов[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@mail.ru
[3] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, a_sklr@mail.ru
[4] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru

Термин «беербахит» был впервые применен С. Челиусом (C. Chelius) в конце XIX в. для описания даек в габбровом массиве Оденвальд (Odenwalde) в Германии, сложенных тонкомелкозернистыми породами двупироксен-плагиоклаз-магнетитового (ильменитового) состава с варьирующимися количествами высокотемпературного амфибола, характеризующимися сахаровидной, гранулитовой (аплитовой по А.Н. Заварицкому) структурой. В весьма немногочисленных публикациях по беербахитам **[4–8]** рассматривалось два варианта их образования: 1) высокотемпературная перекристаллизация долеритовых даек под воздействием тепла закристаллизованных, но еще не остывших габброидов, 2) контактово-роговиковое преобразование ксенолитов базитовых пород. По существу, беербахиты можно рассматривать в качестве высокотемпературных роговиков основного состава, а их выделение в качестве особого типа пород обусловлено двумя основными причинами: 1) нередко они слагают дайкоподобные тела в габброидных массивах; 2) отсутствует или не очевиден источник тепла для преобразования базитов в высокотемпературные (более 800 °С) роговики.

В пределах Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья беербахиты встречаются в трех разных геологических ситуациях, соответствующих трем разным типам: 1) сравнительно мощные (до 1 км) зоны или тела; 2) блоки в мраморном меланже размером от первых до 50 м; 3) дайкоподобные тела в габброидах Бирхинского массива и в толще мраморов. Мощные тела беербахитов присутствуют в северной части Тажеранского массива, сложенного сиенитами (включая нефелиновые) и субщелочными габброидами, а также в правом борту пади Широкой. Для пород характерна минеральная ассоциация Opx+Cpx+Pl+Mag+Ilm±Amp±Bt± ±Ol±Spl. Для Тажеранского массива можно предполагать высокотемпературное преобразование базитов под воздействием сиенитов, однако настораживают сопоставимая мощность интрузивного тела и зоны высокотемпературного воздействия и отсутствие зональности по мере удаления от сиенитов. В районе пади Широкой вопрос о тепловом источнике остается открытым. От габброидных массивов Крестовский и Бора-Елга беербахиты, характеризующиеся такими же минеральными ассоциациями, что и в Тажеранском массиве, отделены толщами амфиболитов. Общий же уровень метаморфизма этой части Ольхонского террейна соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Тепловой источник для блоков беербахитов в мраморном меланже (второй тип), полоса которого примыкает к вышеописанной толще беербахитов, также не известен. Третий тип беербахитов изучен в левом борту пади Широкой и в Бирхинском массиве **[1]**. В первом случае закартированы три сближенных тела мощностью 1–3 м, прослеженные в обнаженной части участка на 30 м. Во вмещающих кальцитовых мраморах присутствуют кварц, тальк и тремолит, что соответствует умеренным температурам метаморфизма, поэтому тепловой источник для высокотемпературного метаморфизма беербахитов также остается под вопросом.

Наиболее интересен в геологическом и петрологическом отношении участок Озерный в южной краевой части Бирхинского массива (рис. 1). Здесь на протяжении более 1 км прослежена зона общей мощностью не более 150 м, насыщенная телами долеритов, беербахитов, кальцитовых мраморов и кальцифиров. К последним приурочены небольшие тела скарноидов, образовавшиеся в условиях высоких (с мелилитом) и умеренных (гранат-пироксеновые) темпера-

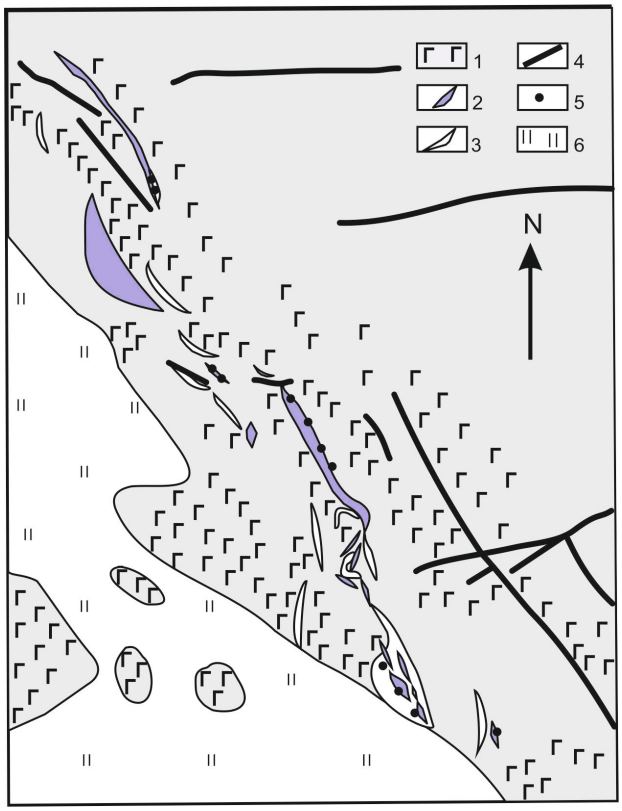


Рис. 1. Геологическая карта участка Озерный. *1* – габбро Бирхинского массива; *2* – долериты, беербахиты; *3* – кальцитовые мраморы и кальцифиры; *4* – жилы аплитов; *5* – зоны гранат-пироксеновых и мелилит-гранат-пироксеновых скарнов; *6* – современные озерно-болотные отложения. Значки габбро проставлены только в прослеженных коренных выходах.

тур. Эта зона прослеживается фрагментарно (отдельными выходами мраморов и долеритов) до северного края бирхинского массива, образуя выпуклую к СЗ дугу, что наряду с характерной формой тел не позволяет рассматривать их в качестве ксенолитов. Карбонатные породы всегда рассматриваются в качестве ксенолитов, однако ранее нами было показано широкое распространение инъекционных карбонатных и силикатно-карбонатных пород в пределах Ольхонского террейна, в том числе в пределах габброидных массивов **[1, 2]**.

Некоторые базитовые тела (в северной части участка) практически полностью сложены кайнотипными долеритами, другие – только беербахитами (на юге участка), но в преобладающей части тел присутствуют и долериты, и беербахиты, для которых характерна минеральная ассоциация Opx+Cpx+Amp±Bt Pl+Mag+Ilm±Spl. Прослеживается непрерывный переход от долеритов (рис. 2, *А*) до классических беербахитов (рис. 2, *Г*). При этом в долеритах иногда присутствуют маломощные прожилки, сложенные фассаитовым пироксеном. В промежуточных разновидностях вместо отдельных интерстициальных зерен пироксена появляются тонкозернистые агрегаты, сложенные орто- и клинопироксеном, при сохранности офитового плагиоклазового каркаса (рис. 2, *Б*). В наиболее близких по структуре к беербахитам разностях основная масса породы имеет гранулитовую структуру, в которой сохраняются отдельные лейсты плагиоклаза (рис. 2, *В*).

Объяснение появления беербахитов и всех промежуточных по структуре разностей базитовых пород от долеритов до беербахитов предполагает два возможных варианта: 1) необычный тип кристаллизации базитовой магмы на локальных участках, связанный с особенностями флюидного режима; 2) высокотемпературное преобразование долеритов непосредственно после кристаллизации расплава. В пользу первого варианта свидетельствует пространственная связь беербахитов с карбонатными породами и нередкое появление графита в беербахитах. Не исключено, что присутствие флюида с составом С-О-Н могло приводить к специфическому типу кристаллизации базитовой магмы, однако экспериментальные данные, подтверждающие или опровергающие такой механизм, отсутствуют. Более реалистичным представляется второй вариант, который может развиваться по двум сценариям: 1) базитовые магмы и карбонатные инъекции внедрялись в Бирхинский массив непосредственно после кристаллизации массива, соответственно для метаморфического преобразования долеритов было достаточно тепловой энергии массива; 2) внедрение долеритов и карбонатных пород происходило во время сдвигового тектогенеза (460–470 млн лет **[3]**), когда жесткий Бирхинский массив испытывал вращение с

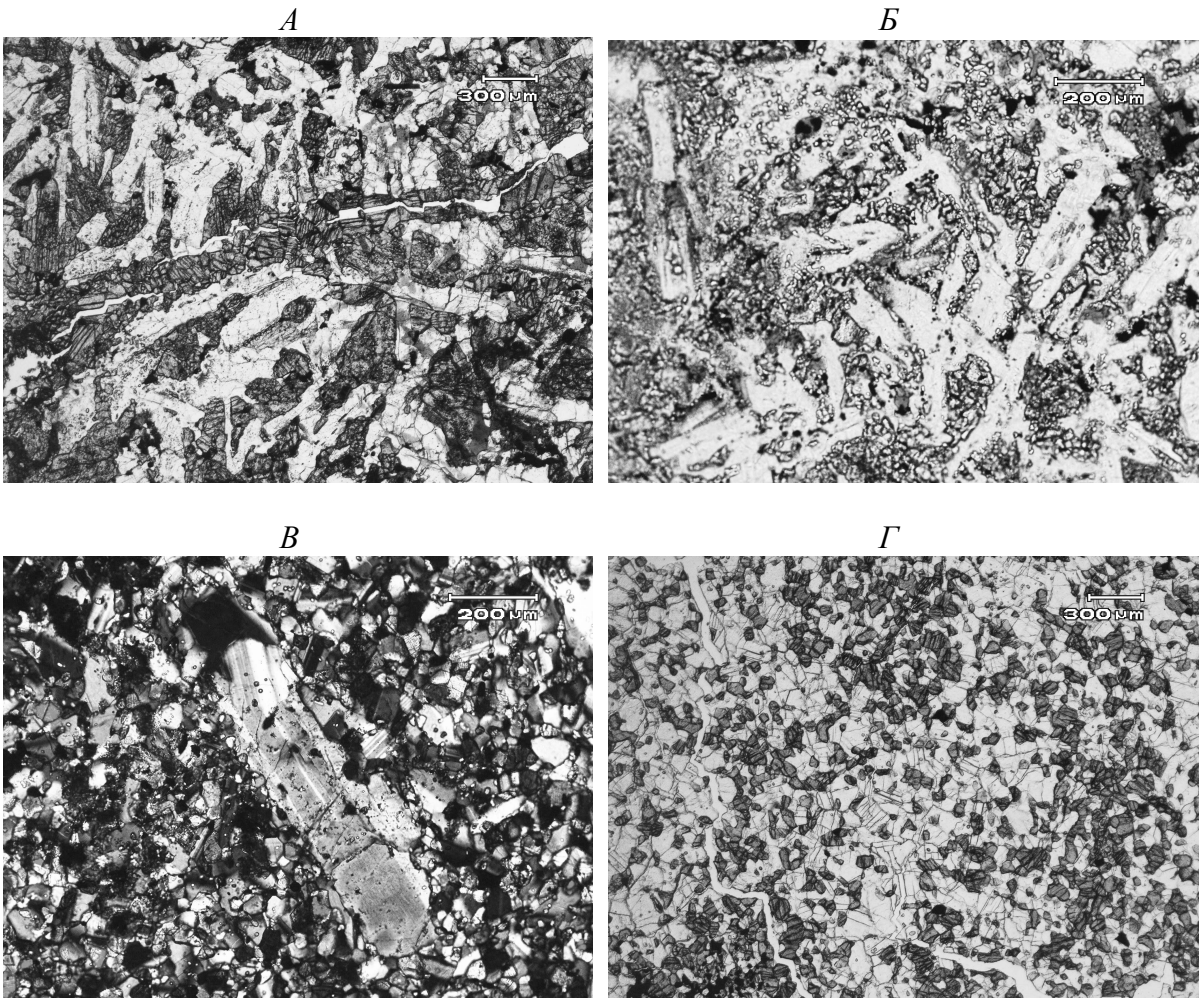


Рис. 2. Трансформация долеритов в беербахиты. *А* – «нормальный» долерит, его просекает прожилок, сложенный фассаитом (николи ||); *Б* – долерит с перекристаллизованным пироксеном и сохранившимися лейстами плагиоклаза (николи ||); *В* – почти полностью перекристаллизованный долерит с сохранностью отдельных лейст плагиоклаза (николи ×); *Г* – тонкозернистый беербахит (николи ||), просматриваются очертания лейст плагиоклаза, полностью замещенных пироксен-плагиоклазовым агрегатом.

образованием в нем дугообразных проницаемых зон. В таком случае источником тепла могли быть только внедрявшиеся по зоне базитовые магмы и сопутствующие высокотемпературные флюиды, обеспечивающие появление высокотемпературных скарноидов на контактах карбонатов и долеритов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00202).

[1] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Агатова А.Р., Котов А.Б.* Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский – Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Группа компаний А1 TIS, 2012.

[2] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е.* Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (на примере Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника. 2013. № 3. С. 58–77.

[3] *Федоровский В.С., Скляров Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 4. С. 331–418.

[4] *Bloxam T.W.* The origin of the Girvan–Ballantrae beerbachites // Geological Magazine. 1955. V. 92. P. 329–337.

[5] *MacGregor A.G.* Scottish pyroxene-granulite hornfels and Odenwalde beerbachite // Geological Magazine. 1931. V. 68. P. 506–521.

[6] *Phillips E.R.* On the rock name beerbachite // Geological Magazine. 1969. V. 106. P. 281–283.
[7] *Python M., Abily B., France L.* Magmatism and metamorphism at the sheeted dyke-gabbro transition zone: new insight from beerbachite from ODP/IODP Hole 1256D and Oman ophiolite // Geophysical Research Abstracts. 2014. V. 16. EGU2014-14291.
[8] *Umeji A.C.* On the beerbachites from Freetown, Sierra Leone // Geological Magazine. 1985. V. 122. P. 663–667.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 258–260

ОЛЕДЕНЕНИЯ И СЕДИМЕНТАЦИЯ В КРИОГЕНСКОМ ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ (ЧИНГАСАНСКАЯ СЕРИЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Ю.К. Советов

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

Позднекриогенские троги на Енисейском кряже, субпараллельные по ориентировке (Вороговский, Верхневороговский, Тейско-Чапский), появились после тектонической деформации ранненеопротерозойской пассивной континентальной окраины Сибирского кратона **[1]**. Примерно 880 млн лет назад окраина палеоконтинента становится тектонически активной и, судя по заполнению осадочных бассейнов, трансформной. Задуговый бассейн, связанный с позднеопротерозойской аккрецией, деформирован и метаморфизован и находится в тектонических покровах на западе Енисейского кряжа **[2]**. Позднекриогенские наложенные осадочные бассейны образовались на денудированной поверхности трех тектонических зон – западной, центральной и восточной. Они занимают одинаковую структурную позицию, так как перекрыты (запечатаны) одним и тем же вендским осадочным бассейном, который имеет гораздо большие размеры, выходит за пределы Енисейского кряжа и перекрывает фундамент всей юго-западной части Сибирской платформы.

Тейско-Чапский трог и бассейн, выполненный чингасанской серией, относились к классу миогеосинклиналей **[3]**, промежуточному типу миогеосинклинали и передового прогиба **[4]**, орогенному **[5]**, недоразвитому рифту (авлакогену) **[6]**. Рифтогенное происхождение наиболее раннего Верхневороговского трога доказывается анализом магматизма **[7, 8]**.

Чингасанская серия на северо-востоке Енисейского кряжа изучается с 30-х годов XX в., но до последнего времени не было достаточных седиментологических и геохронологических данных для стратиграфической корреляции осадочных систем и их геодинамической интерпретации. В докладе на основе детального литофациального анализа (35 литофаций) рассмотрены этапы становления Тейско-Чапского осадочного бассейна и доказательства неоднородности в пространстве и разновременности накопления в двух трогах (суббассейнах) – Верхневороговском и Тейско-Чапском. Чингасанская серия коррелировалась с криогением по хорошо выраженному несогласному перекрытию вендской (эдиакаранской) чапской серией **[9, 10]**. Стратотип чингасанской серии находится в Тейско-Чапском троге (прогибе), где она подразделяется на лопатинскую, карьерную и чивидинскую свиты, и отложения не метаморфизованы. Чингасанская серия залегает с крупным стратиграфическим несогласием на различных подразделениях мезонеопротерозоя, образовавшихся на бывшей пассивной окраине Сибирского кратона и подвергшихся складчатым деформациям, динамометаморфизму и интрузиям гранитов. На территории Тейско-Чапского суббассейна проведен основной объем седиментологических наблюдений и установлены главные осадочные системы.

В лопатинской свите выделены пять литофаций, которые составляют два осадочных комплекса: континентальный и сменяющий его вверх по разрезу мелководно-морской. Континентальный комплекс отложений представлен отложениями гляциофлювиальных конусов выноса (зандр) с диамиктитами в основании, имеет веерное строение, наклонен в среднем на З-ЮЗ, и материал поступал со стороны платформы. В то же время существовали грубозернистые конусы выноса с конгломератами на юго-западном борту трога, прислоненные к разлому **[7]**. Мелководно-морской комплекс образован биогермно-микрофитолитовыми известняками на западном приподнятом борту трога и песчаными дюнами, темпеститами и темно-серыми глинистыми алевролитами в глубокой части бассейна, поступавшими со стороны его восточного берега.

Седиментация в карьерное время началась с резкого выноса грубозернистого кварц-полевошпатового (аркозового) материала и образования прибрежной приливной системы, ориентированной СВ–ЮЗ, т.е. со стороны кратона в открытое море. Отложения верхней части приливного берегового склона подразделены на пять литофаций, создающих архитектуру приливного канала и сопутствующих полей дюн. Отложения нижней части приливного берегового склона подразделены также на пять литофаций, которые демонстрируют постепенное отдаление от берега и утонение материала. В глубокой части бассейна выделены две литофации бровки шельфа, в том числе доломитовые бактериальные корки и пленки. Эти литофации соответствуют «голодающему» бассейну переуглубленного шельфа. В глубокой части карьерного бассейна сформировался глубоководный конус выноса, который представлен шестью литофациями, в том числе распределительной системой подводных каналов и веером тонкопластовых турбидитов. В глубоководной системе выделено пять архитектурных элементов: подводная долина, каналы 2-го порядка, крупнопластовые тела дебрисных потоков и проксимальных турбидитов, подводные прирусловые валы и веер тонкопластовых тонкозернистых турбидитов на дне бассейна. Завершение осадконакопления в карьерное время характеризуется «возвращением» седиментации в зону склона шельфа, а затем приливного морского прибрежья верхней части берегового склона.

Отложения чividинской свиты имеют более широкое распространение и перекрывают карьерную свиту и СВ борт Тейско-Чапского бассейна, залегая на мезонеопротерозойских породах его основания с угловым несогласием. Начало осадконакопления связано с ледниковой эпохой, падением уровня моря и накоплением континентальных тиллитов. Ледниковые отложения представлены двумя литофациями: классическими валунными диамиктитами (в стратотипе на р. Чапа в устьевой части притока – р. Чингасан) и брекчией, залегающей на штрихованном и отполированном ледниковом ложе. Камни в тиллитах представлены ограниченной группой пород сухопитской и тунгусикской серий, более редко – гранитоидами и совсем редко – базитовыми породами. Нет никаких прямых доказательств подводных дебрисных потоков, как считалось ранее **[11]**. Автором установлены по крайней мере восемь признаков ледникового происхождения диамиктитов, в том числе замещение по простиранию мелкогалечными и валунными конгломератами и несортированными песчаниками речного происхождения. По составу кластов предполагаются источники в северо-восточной части Енисейского кряжа и на территории к северу от него, закрытой палеозойским чехлом. После образования морен и резкого опускания трога бассейн стал областью накопления глубоководных гравитационных потоков, которые представлены четырьмя литофациями верхней и нижней части глубоководного конуса выноса. По многочисленным подошвенным знакам в турбидитах различных гранулометрических классов было установлено, что обломочный материал поступал в северо-западную часть трога и распространялся на ЮВ-Ю-ЮЗ. Нет никаких данных о латеральном замещении турбидитами диамиктитов.

Диамиктиты в верхнем течении р. Вороговки традиционно стратиграфически сопоставляются с диамиктитами (тиллитами) чividинской свиты, до настоящего времени вызывают наибольший интерес с точки зрения происхождения и возраста **[7, 8]**. Именно эта толща брекчий породила многочисленные интерпретации генезиса микститов севера Енисейского кряжа: ледникового, тектоно-седиментационного, вулканогенного. Последние по времени геологические и геохронологические данные и более ранние исследования убедительно доказывают пространственную и временную связь «верхневороговских диамиктитов» с раннекриогенским вулканизмом 695–703 млн лет **[8]**. Если признать максимальный возраст седиментации чингасанской серии по детритовым цирконам не превышающим ~663 млн лет **[12]**, то «верхневороговские диамиктиты» наиболее древние из всех известных неопротерозойских микститов на Енисейском кряже. Они отличаются от чividинских тиллитов не только по преобладанию доломитовых кластов, но и по постоянной примеси в матриксе вулканического материала. Наиболее яркое отличие – рассланцевание и сплющивание кластов и матрикса, что особенно сильно контрастирует с недеформированной несогласно залегающей на этих диамиктитах подъемской свиты чапской серией венда. Если будет доказана ледниковая природа «верхневороговских диамиктитов», что далеко не очевидно, то на Енисейском кряже имели место четыре эпохи криогенских оледенений: верхневороговская, раннелопатинская, раннечividинская и раннечапская.

[1] *Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое:

геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 502–519.
[2] *Советов Ю.К., Ромашко А.И.* Позднерифейский остаточный бассейн связанный с коллизией террейна и Сибирского кратона (Енисейский кряж) // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 163–165.
[3] *Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 242 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 68).
[4] *Вотах О.А.* Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 138 с.
[5] *Постельников Е.С.* Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). М.: Наука, 1973. 126 с.
[6] *Sovetov J.K.* Sedimentologic sequences in Late Riphean aulacogens at the south-western margin of the Siberian platform related to seafloor spreading // Report N 4 of the IGCP Project 283: Fourth International Symposium on Geodynamic Evolution of Paleoasian ocean. Abstracts / Ed. N.L. Dobretsov. Novosibirsk: Institute of Geology SB RAS, 1993. P. 164–167.
[7] *Миронов А.Г., Ножкин А.Д.* Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. Новосибирск: Наука, 1978. 254 с.
[8] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г.. Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 666–688.
[9] *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic – Early Cambrian rifting and collisional events // Evolution of the Rheic ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America, Special Paper. 2007. V. 423. P. 549–578.
[10] *Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.И.* C, O, Sr изотопная геохимия и хемостратиграфия неопротерозойских отложений на севере Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 197–220.
[11] *Григорьев В.Н., Семихатов М.А.* К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 11. С. 44–58.
[12] *Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Hui-Qing Huang.* Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian craton: Characterizing of buried crust of the basement // Precambrian Research. 2016. V. 285. P. 21–38.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 261–263

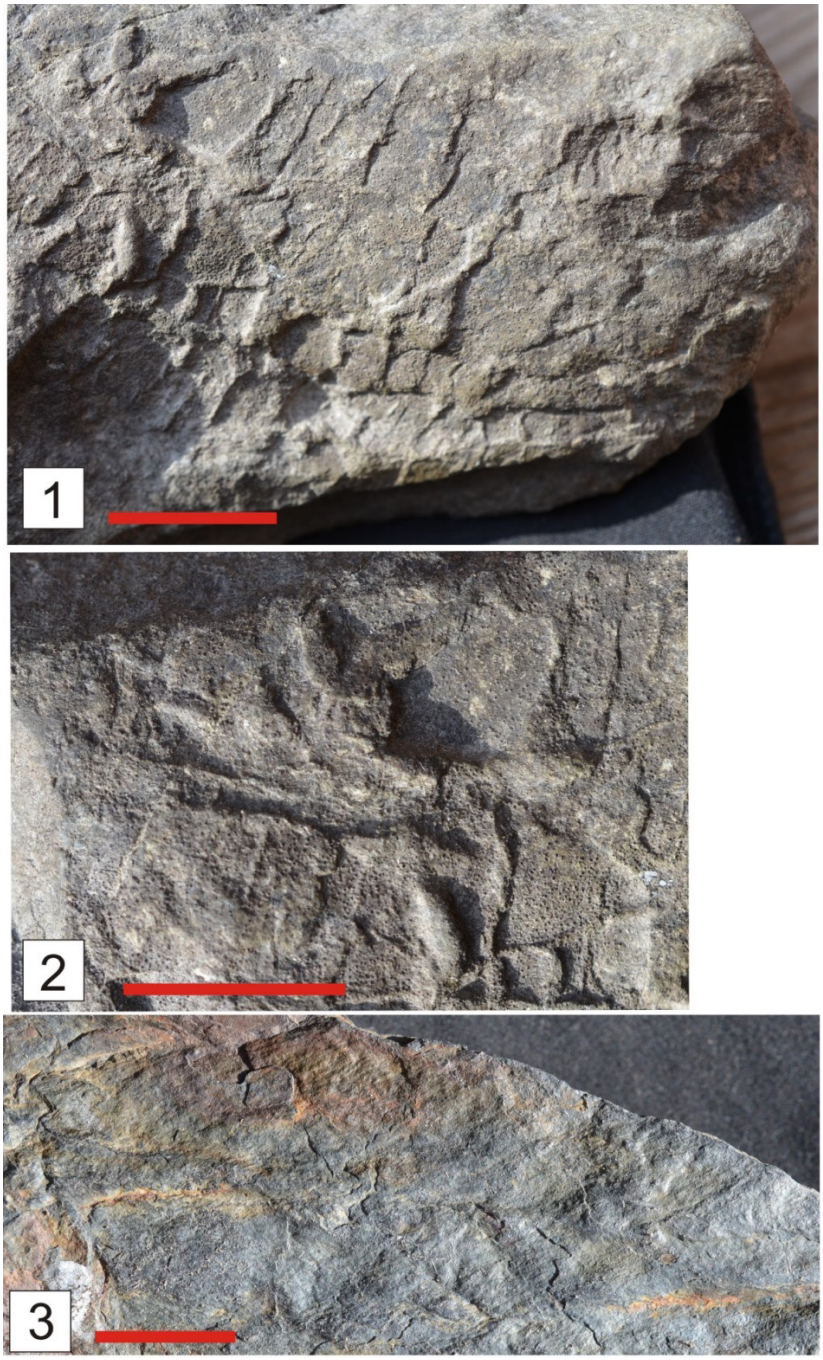
НАХОДКИ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ ЭДИАКАРАНСКОГО РОДА *RANGEA* В ОСЕЛКОВОЙ СЕРИИ ПРИСАЯНЬЯ И БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Ю.К. Советов, 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

Целенаправленные поиски остатков эдиакаранской биоты в песчаных отложениях венда Присаянья и Прибайкалья были успешными во время экспедиционных исследований 2017 г. После обнаружения рангеаморфных отпечатков и слепков в качергатской свите байкальской серии венда Юго-Западного Прибайкалья **[1]** и оселковой серии венда Бирюсинского Присаянья **[2]** стали понятными тафономические особенности захоронения таких остатков и сузился диапазон литогенетических признаков коллекторов. Как было специально показано, рангеаморфные остатки не сохранились в прижизненном положении роста, а были сорваны разрывными штормовыми течениями и переотложены в темпеститах. Песчаники с остатками были названы по текстурным особенностям биоморфными (скрытнобиоморфными) **[2]**, и по этому признаку эти отложения весьма сходны с песчаными коллекторами многочисленных остатков *Rangea* в эдиакаранской формации Дабис подсерии Кубис серии Нама в Намибии (ЮЗ Африка) **[3]**. Первая находка идентифицированных рангеаморфных остатков была сделана в байкальской серии Прибайкалья в придорожном обнажении шоссе Иркутск – Голоустное (р. Илга) в экорликской пачке качергатской свиты **[1]**. В сообщении о палеонтологической систематике этой находки была дана новая интерпретация ранее найденных слепков и «теневых» органогенных структур в большеайсинской пачке марнинской свиты Присаянья **[4]**. Второе местонахождение рангеаморф в Прибайкалье обнаружено в 2017 г. также в экорликской пачке в районе с. Малое Голоустное. Качергатская свита в этом разрезе деформирована в мелкие лежачие складки, и поверхности слоев песчаника часто представляют плоскости тектонического скольжения, что затрудняло поиски. Тем не менее был найден образец со слепком *Rangea* с хорошо выраженным стеблем и вайей с фрондами 130×55 мм (рисунок). Стебель в поперечном сечении круглый (5 мм в Ø). В целом, в качергатской свите по морфоструктуре определяются представители родов *Charnia* и *Rangea*.

В Бирюсинском Присаянье поиски остатков эдиакаранских мягкотелых организмов были проведены в двух точках: в правом борту р. Уда в урочищах Богатырь и Плиты. В большеайсинской пачке марнинской свиты нижние части темпеститовых циклов часто представлены песчаником без ясной слоистости течения. Эти песчаники, названные скрытнобиоморфными, содержат слепки и отпечатки *Rangea* (рисунок). Большая часть биологических остатков только угадывается, поскольку не отделена от наполняющей массы контрастным по окраске веществом. Все остатки залегают субпараллельно слоистости, и захоронение представляет собой одномоментный тафоценоз сорванных вертикально растущих организмов, переотложенных штормовым течением. По условиям захоронения можно считать, что эти организмы населяли береговой склон мелкого бассейна. Сравнительный морфологический анализ найденных остатков *Rangea* и прижизненной формы, реконструированной по большому объему палеонтологического материала из эдиакаранского осадочного бассейна Нама в Юго-Западной Намибии **[3]**, показывает высокую степень сходства сибирских и африканских экземпляров. В образцах *Rangea*, найденных в большеайсинских песчаниках в районе урочища Плиты, хорошо выражены элементы структуры: (1) центральный круглый стебель (stalk, stem), утоняющийся вверх и с расширением в основании, (2) лопасть (vane) с субпротивными листами-фрондами (fronds), (3) краевые трубки (tubes) внешнего ограничения лопасти (рисунок). В образце видны две лопасти, наложенные друг на друга субпараллельно и, вероятно, принадлежащие одной объемной



Рангеаморфные отпечатки в венде Присаянья и Прибайкалья. *1* – общий вид *Rangea* в марнинской свите (большеайсинская пачка), обр.22040-12; *2* – нижняя часть стебля (stalk, stem) *Rangea* того же образца; *3* – полная лопасть (vane) со стеблем *Rangea* в верхней части качергатской свиты Прибайкалья, обр.22037-1. Длина линейки 22 мм.

форме. В другом образце четыре лопасти с осевыми стеблями ориентированы друг к другу под разными углами точно так, как было установлено в образце из базальной части грубозернистого темпестита в большеайсинской пачке в урочище Богатырь **[1]**. В новой находке в местонахождении Богатырь два отпечатка *Rangea* длиной не более 5 см ориентированы субпараллельно друг другу на подошве слоя темпестита (рисунок).

Большеайсинская пачка вместе с подстилающими кварцитами огнитской пачки марнинской свиты Бирюсинского Присаянья образует ясно выраженную секвенцию, ограниченную снизу и сверху поверхностями падения уровня моря. Такую же характеристику имеет пачка Кипхок формации Дабис и перекрывающая ее пачка Муфонтейн, образующие секвенцию в бассейне Нама. По седиментологическим признакам отложения сравнимаемых секвенций,

включающих наиболее ранние тафоценозы с Rangea, весьма сходны и занимают близкое стратиграфическое положение в двух форландовых бассейнах. На этом основании можно заключить, что возраст отложений нижней части марнинской свиты и коррелируемых с нею подразделений на Сибирской платформе не превышает 550 млн лет, судя по определениям возраста цирконов из вулканических пеплов в нижней части подсерии Шварцранд, перекрывающей подсерию Кубис в Юго-Западной Намибии **[3]**.

[1] *Советов Ю.К., Соловецкая Л.В.* Первая находка рангеоморфных организмов в качергатской свите Прибайкалья и стратиграфическое положение эдиакарской пачки стратотипа эдиакарана на Сибирской платформе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 279–280.

[2] *Соловецкая Л.В., Советов Ю.К.* Биотекстурные песчаники из вендских отложений в Присаянье и Енисейском кряже // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 273–274.

[3] *Vickers-Rich P., Ivantsov A.Yu., Trusler P.W., Narbonne G.M., Hall M., Wilson S.A., Greentree C., Fedonkin M.A., Elliott D.A., Hoffmann K.H., Schneider G.I.C.* Reconstructing RANGEA: New discoveries from the Ediacaran of Southern Namibia // Journal of Paleontology. 2013. V. 87. P. 1–15.

[4] *Советов Ю.К.* Новое местонахождение бесскелетных Metazoa вендо-эдиакарского типа на юго-западе Сибирской платформы: оселковая серия, Бирюсинское Присаянье // The rise and fall of the Vendian (Ediacaran) biota. Origin of the modern biosphere. Transaction of the International Conference of the IGSP 493. Moscow: GEOS, 2007. P. 33–37.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 264–266

ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ПОЗДНЕВЕНДСКОМ ФОРЛАНДОВОМ БАССЕЙНЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ю.К. Советов[1, 2], А.В. Травин[3], М. Хофманн[4], Л.В. Соловецкая[1, 2]

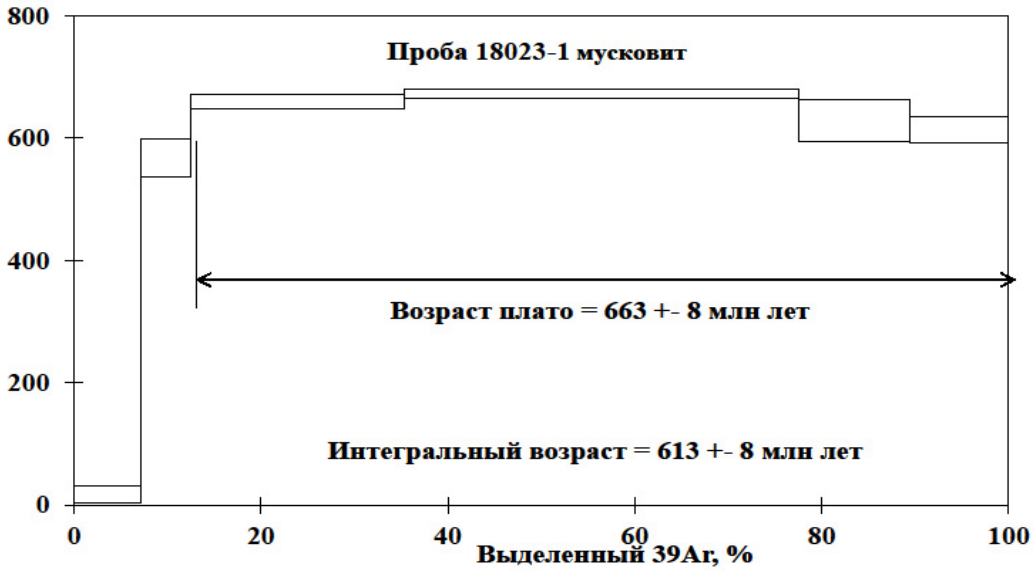
[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им А.А.Трофимука СО РАН, SovetovYK@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[4] Dresden, Germany, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Geochronologie

Получены новые данные о возрасте источника кластического материала в поздневендской айсинской свите оселковой серии венда Бирюсинского Присаянья, которые дают возможность, в совокупности с другими фактами, прогностически оценить палеогеографическое положение провинции. Айсинская свита включает в нижней части хорошо обнаженную уникальную речную систему Западной «большой» реки, представленной муксутской пачкой. Авторы обратили внимание, что в песчаниках айсинской свиты присутствуют обязательные компоненты – биотит и мусковит. Слюда в литофациях русловых баров **[1]** концентрируется на форсетовых макроформах (FM) и, особенно, на поверхности аваланчей речных дюн, образуя иногда «микалитовые» слойки.

Петрографический состав песчаников в каркасных компонентах литокластито-кварцевый, как и в других разрезах муксутской пачки **[2, 3]**. Пластинчатые компоненты представлены биотитом и мусковитом, которые распределены неравномерно.

Проба песчаников 18025-1 (рисунок) с мусковитом была отобрана из нижней части муксутской пачки в урочище Нерса в правом борту р. Бирюса. Песчаники с большим содержанием слюды внешне сходны с двуслюдяными кристаллическими сланцами. По парагенезису обломков (кварц моно- и поликристаллический, серицит-слюдистые сланцы, кремневые породы) и отсутствию или минимальному содержанию полевых шпатов, а также обломков магматических пород сделано заключение о принадлежности источника материала к провинции «рециклированного орогена», которая была сложена осадочным и метаосадочным комплексом кластических пород. Отсутствие обломков вулканических пород и их метаморфических производных, а также интрузивных магматических пород и высокая зрелость материала, обилие обломков бывших глинистых пород прямо указывают на образование петрографической провинции за счет смятия и метаморфизма отложений пассивной континентальной окраины с резким преобладанием терригенного сноса. Осадочный комплекс этой пассивной окраины испытал динамометаморфизм невысокой ступени, и время метаморфизма определено $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом по возрасту мусковита, равному 663±8 млн лет (в интервале плато) и 613±8 млн лет (интегральному значению). Ранее нами был определен максимальный возраст седиментации муксутской пачки по наиболее молодой группе детритовых цирконов 658.5±5.7 млн лет **[2]**.

В стратиграфическом аналоге айсинской свиты в песчаниках качергатской свиты байкальской серии Прибайкалья ранее также анализировался возраст детритового мусковита $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом. Из двух независимых проб были получены две даты: около ~770–780 млн лет и ~820–840 млн лет, которые в двух образцах (10523-3 и 10525-5) согласованы друг с другом **[4]**. На основании датирования слюды и парагенезиса мусковита с биотитом, хлоритом и альбитом был сделан вывод о метаморфическом источнике материала в Прибайкальском разрезе. В целом, для поздневендских отложений Присаянья и Прибайкалья установлены источники материала трех эпох метаморфизма в интервале времени 660–840 млн лет. Полученные данные возраста детритовых цирконов из песчаников муксутской пачки айсинской свиты представлены тремя кластерами значений **[2]**, и кластер постгренвильских неопротерозойских дат (600–1000 млн лет) включает интервалы времени метаморфизма, полученные по детритовому



мусковиту. Можно заключить, что неопротерозойский циркон и мусковит в муксутской пачке принадлежали одному и тому же сложному складчатому поясу (орогену), который сформировался после 600 млн лет и мог быть источником материала в вендском форландовом бассейне.

По площади, занимаемой форландовым бассейном, стратиграфическому перекрытию отложениями этого бассейна всех существующих докембрийских бассейнов на Сибирской платформе, а также седиментологической структуре и направлениям речных течений в айсинское время **[1–3]**, источники кластического материала находились за пределами западных и юго-западных границ Сибирской платформы и складчатых структур современного обрамления платформы. По существующим геологическим данным и возрасту детритовой слюды ни один из блоков (террейнов), прилегающих в настоящее время к Сибирской платформе, не мог быть источником кластического материала в вендском форландовом бассейне. Такой же вывод следует из несомненного перекрытия с угловым несогласием ранневендскими отложениями подъемской (столбовской) свиты, с базальным горизонтом гляциогенных несортированных гравелитов и песчаников, криогенского метаморфического комплекса на западе Енисейского кряжа **[5]**. Представление о генезисе муксутского речного комплекса как системы большой реки (big river) **[1]** подтверждает это заключение. Дренажная сеть Западной «большой» реки имеет трансконтинентальные размеры, и, следовательно, истоки реки должны были находиться в нескольких тысячах километров от Сибирского кратона (Siberia), на другом палеоконтиненте. Эта «терра инкогнита» имела в венде единую границу с Сибирским кратоном. Чтобы приблизиться к пониманию, что и где нужно искать, мы обратились к наиболее известным палеогеодинамическим и палеогеографическим реконструкциям средненеопротерозойских суперконтинентов Родиния и Паннотия **[6, 7]**. Интервал времени образования орогенной провинции и источника материала в форландовом бассейне включает время распада Родинии и сборки Паннотии. Палеогеодинамические и палеогеографические реконструкции, принятые в **[7],** создают основу для наиболее вероятной схемы переноса кластического материала от источника в бассейн седиментации. Если внести в схему корректив и повернуть Сибирь на время сборки Паннотии примерно на 180°, чтобы континентальный поздневендский бассейн был обращен в сторону суперконтинента, а не в океан, то создается наиболее вероятная реконструкция трассы реки. В этой схеме в качестве источника рассматривается Панафриканский ороген, сформировавшийся коллизией (начало около 750 и пик 600–550 млн лет) кратонов Конго, Сахара, Калахари, Сан-Франциско, Амазония, Аравия, Индия и Антарктида. Эти континентальные блоки вместе с Лаврентией, Балтией и Сибирью образовали южную часть суперконтинента Большая Гондвана (Паннотия) **[7]**. Мы предполагаем, что истоки Западной (муксутской) реки находились в высокогорном Пан-Африканском орогенном поднятии, ее главное русло проходило по равнинной Лаврентии, а дельта находилась на юго-западе Сибири. Трасса большой Западной реки составляет не менее 5000 км, что соизмеримо с современными трансконтинентальными реками Амазонкой, Миссисипи, Нилом, Янцзы и Хуанхэ.

[1] *Советов Ю.К., Казак А.К., Соловецкая Л.В.* Поздневендская гигантская речная система песчано-илового типа на юго-западе Сибирской платформы: условия континентального осадконакопления во влажном климате без растительности // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: Материалы 8-го литологического совещания (Москва, 27–30 октября 2015 г.) / Ред. А.Н. Дмитриевский, О.В. Япаскурт, О.В. Постникова. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015. Т. I. С. 156–160.

[2] *Советов Ю.К., Хофманн М., Казак А.К., Соловецкая Л.В.* Две области сноса и петрографические провинции кластического материала вендских осадочных бассейнов Сибирской платформы по данным седиментологического и петрографического анализов и возрасту детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 227–229.

[3] *Советов Ю.К.* Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2017 (в печати).

[4] *Советов Ю.К., Травин В.А., Солотчина Э.П.* Средненеопротерозойские аккреционные события в Прибайкалье по данным датирования детритного мусковита в байкальской серии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 101–103.

[5] *Советов Ю.К., Благовидов В.В., Лучинина В.А., Ромашко А.И.* Вендские отложения на западе Енисейского кряжа // ДАН. 2000. Т. 372, № 2. С. 222–224.

[6] *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L. M., Pease V., Pisarevsky S.A. Thrane K., Vernikovsky V.* Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

[7] *Scotese C.R.* Late Proterozoic plate tectonics and palaeogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia // Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa / Eds. J. Craig, J. Thurow, B. Nhusu, A. Whitham, Y. Abutarruma. Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 326. P. 67–83.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 267–268

ТРИДИИДЫ В ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЕ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ ЭДИАКАРАНА ПРИБАЙКАЛЬЯ

Л.В. Соловецкая

Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
SolovetskayaLV@ipgg.sbras.ru

Большинство макроскопических мягких эдиакаранских окаменелостей сохранились в виде слепков и отпечатков форм в силикокластических породах или в виде углеродистых стяжений в черных сланцах. И только малое количество остатков известно в карбонатах. Этот тафономический «перекос», по мнению многих исследователей **[1]**, ограничивает нашу способность полностью понимать разнообразие и палеоэкологию макроскопических форм жизни эдиакарана (венда).

Исследования 2017 г. позволили впервые выявить местонахождение невландиевой проблематики – тридиид в нижней пачке голоустенской свиты байкальской серии эдиакарана. Отложения байкальской серии ранее относились к позднему рифею, теперь байкальская серия – венд (эдиакаран) **[1, 2, 4, 5, 10]**. Тридииды известны как представители невландиевой проблематики и распространены в отложениях венда, раннего рифея (формация Newland, надсерия Belt; Монтана, США), раннего кембрия (сорнинская свита, Кузнецкий Алатау) **[8]**. Систематическое положение тридиид не ясно, классификация тридиид разработана О.В. Сосновской **[8, 9]**. Представителей невландиевой биоты относят к водорослям, беспозвоночным животным или колониям цианобактерий, природа этой биоты дискуссионна. Животное происхождение **[6]** предполагали и у тридиид. В некоторых работах **[9]** не исключается принадлежность тридиид к водорослям. Нельзя отрицать схожести у тридиид и некоторых водорослей типов ветвления, способности образовывать колонии, видов построек, онтогенетических, требующих дальнейшего изучения, стадий.

На склоне водораздела в 500 м на запад от слияния рек Куртун и Бугульдейка нижняя пачка голоустенской свиты представлена темно-серыми, белыми доломитами. Это прибрежно-морские мелководные отложения, микроскопически – мелко- и среднезернистый кварц-карбонатный песчаник (перекристаллизованные долареннты).

В биотекстурных известняково-доломитовых линзах нижней пачки голоустенской свиты на выветрелых поверхностях наблюдаются многочисленные трубчатые ветвления, часто заканчивающиеся утолщениями в виде объемных листообразных трехгранных пирамидальных, с закругленными вершинами колб. Размеры самих ветвлений от 5–20 см, размер верхней части ветвления «колбы» – 0.5–5.0 см. И ветвления, и «колбы» состоят из морфологических элементов, названных «столбиками»: «Столбики имеют призматическую (часто в виде трехгранной призмы), коническую или субцилиндрическую форму с округлым окончанием» **[6]**. Длина столбиков достигает 0.5–10.0 мм, диаметр редко превышает 10 мм. Возможно, сам столбик и его размер являются отражением сезонного роста тридиид и условий развития. Поперечные сечения столбиков многоугольные, часто – треугольные (рис. 1), что выявляет трехлучевую симметрию тридиид, поверхности столбиков неровные, с зубчиками. Радиально-звездчатые скопления размером 1.5–5.0 см нередки и особенно хорошо видны на выветрелых поверхностях колоний, скорее всего, это онтогенетическая стадия развития одной и той же формы. Постройки размером 5–25 см полностью заполняют слои и линзы, образуя колонии – биостромы, что отражает весомое участие биоты в образовании доломитов нижней пачки голоустенской свиты.

Обнаруженные в нижней пачке голоустенской свиты окаменелости относятся к группе Camasiida Sosn., 1980, семейство Tridiidae Sosn., 1986 **[9]**, отличаясь от представителей семейства Tridiidae Sosn., 1986 белой окраской внутренних частей ветвлений и столбиков и сочетани-

ем в одной колонии ветвлений и радиально-звездчатых скоплений. Указанные отличия позволяют выделить новый род под названием Tridiabaikalica Solovetskaya, 2017.

Известны попытки использовать тридииды для выделения стратиграфических подразделений **[3, 6–8]**. Автор не ставит перед собой такую задачу, рассматривая находку как интересный палеонтологический факт, который, тем не менее, позволит сравнить разрезы байкальской серии с разрезами венда: Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Присаянья, Патомского нагорья, Малого Хингана, Тянь-Шаня (Узбекистан), р. Янцзы (Южный Китай) **[1]**, в которых найдены тридииды, и обогатить наши представления о разнообразии биот, связанных с карбонатонакоплением, и о палеоэкологии жизни в эдиакаране.

[1] *Bing Shen, Shuhai Xiao, Chuanming Zhou, Xunlai Yuan*. Yangtziramulus Zhangi new genus and species, a carbonate-hosted macrofossil from the Ediacaran Dengying Formation in the Yangtze Gorges Area, South China // Journal of Paleontology. 2009. V. 83. P. 575–587.

[2] *Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V.* Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type sections southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 51–66.

[3] *Пак К.Л.* Некоторые вопросы классификации и диагностики камазиид // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд / Ред. В.В. Хоментовский. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 114–125.

[4] *Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы // Статиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 4. С. 3–34.

[5] *Sovetov J.K.* The Ediacaran in the southwestern Siberian craton // A symposium and field workshop on Ediacaran and Cryogenian Stratigraphy, South China. International Commission on Stratigraphy. Subcommission on Ediacaran Stratigraphy; Subcommission on Cryogenian Stratigraphy. Abstracts. 2014. P. 47.

[6] *Сосновская О.В., Шипицын В.А.* О некоторых проблематичных окаменелостях из докембрия Кузнецкого Алатау // Палеонтологический журнал. 1984. № 3. С. 128–131.

[7] *Сосновская О.В.* Морфология и систематика докембрийских окаменелостей семейства Tridiidae (Camasiida) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области / Ред. В.В. Хоментовский. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 142–155.

[8] *Сосновская О.В.* Новый род IYUSSIA SOSN. (Невландиевая биота) из докембрия Алтае-Саянской области // Региональная геология. 2011. № 4 (8). С. 14–20.

[9] *Сосновская О.В.* Проблематичные водоросли семейства TRIDIIDAE (верхний протерозой) // Водоросли в эволюции биосферы: Материалы II Палеоальгологической конференции (10–16 октября 2016 г.) / Ред. Н.К. Лебедева, А.А. Горячева. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. С. 158–161.

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

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 269–270

ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ ВЕНДА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.М. Станевич, А.Г. Вахромеев

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

За все время изучения геологии Саяно-Байкало-Патомского региона (СБПР) существовала проблема проведения посвитной или погоризонтной корреляции позднепротерозойских толщ СБПР и подкембрийских отложений, вскрытых скважинами на юге Сибирской платформы (ЮСП). Работы по корреляции разрезов СБПР и ЮСП проводились лишь на юге Прибайкалья **[1]** и, к сожалению, не имели продолжения. Только в последнее время был предложен вариант корреляции разрезов Приленских районов этих двух регионов **[2]**. Основным фактором кажущейся несопоставимости стратоподразделений СБПР и ЮСП являлись, в большей мере, разные позиции о месте их отложений в геохронологической шкале. Если все свиты ЮСП коррелировались с интервалом венда – нижнего кембрия и дискуссия шла о проведении нижней границы последнего **[3]**, то большая часть разреза СБПО сопоставлялась с разными фитемами рифея и основной спор касался проведения в разрезах границы среднего и позднего рифея **[4]**.

С момента принятия предыдущих стратиграфических схем СБПР и ЮСП получены многочисленные новые данные, в той или иной мере, а иногда кардинально меняющие представления о возрасте отложений и истории развития осадконакопления в позднем докембрии СБПР. Эти данные включают ассоциации архистратиграфичных микрофоссилий, мелкораковинных остатков, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах, U-PB датировки обломочных цирконов **[2]**. Результатом стало существенное изменение взглядов на возрастное положение толщ СБПР, считавшихся рифейскими. Теперь доказано, что их верхняя часть относится к венду. Так же новым можно считать создание схем геодинамической эволюции территории СБПР в докембрии **[5–7]**, что позволяет корректировать возрастное положение стратоподразделений и предполагать скрытые несогласия между формационно различными сериями и свитами. Это определяет другие взгляды на корреляцию горизонтов СБПР и ЮСП.

Для конкретизации вопросов затронутой проблемы необходимы комплексные исследования по нескольким трансферам, в первую очередь там, где уже были начаты подобные работы **[1]**, – в Южном Прибайкалье. Другим районом с фациально-неоднородными разрезами является Североленский, где к югу вскрываются толщи Патомской и Бодайбинской зон СБПР. И наконец, тектонически изолированная «линза» разрезов Бирюсинского Присаянья, аналоги оселковой серии которой на платформе, вероятно, могут включать нефтегазосодержащие отложения.

Исходя из кратко приведенной характеристики имеющейся проблемы корреляции газонефтесодержащих отложений ЮСП и перспективных, гораздо более мощных, толщ СБПР, необходимо предусмотреть работы по достижению большей ясности в посвитном и погоризонтном сопоставлении разрезов разных районов этих двух регионов. Имеющийся задел по геодинамической эволюции осадконакопления юга Сибирской платформы в позднем докембрии – кембрии, литофациальные, микрофитологические и изотопные данные позволяют создать наиболее вероятную модель трассирования стратиграфических уровней с территории ЮСП в СБПР.

[1] *Шенфиль В.Ю., Арутюнов С.Л., Дольник Т.А. и др.* Корреляция верхнедокембрийских отложений Прибайкалья и Иркутского Присаянья // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 3–17.

[2] *Станевич А.М., Корнилова Т.А., Мазукабзов А.М., Вахромеев А.Г.* Корреляция и микрофоссилии вендкембрийских отложений, вскрытых чайкинской параметрической скв. 279 // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2015. Т. 12. С. 124–135.

[3] *Решения 4-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы*. Новосибирск: МСК, 1989. 63 с.

[4] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

[5] *Немеров В.К., Станевич А.М.* Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 456–470.

[6] *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.

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

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 271–273

ЦВЕТКОВЫЕ СТРУКТУРЫ ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ (НА ПРИМЕРЕ ЗОНЫ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА)

Т.Ю. Тверитинова

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, tvertat@yandex.ru

Представления о цветковых структурах развиваются в основном по данным структурного изучения чехлов осадочных бассейнов, в частности Западно-Сибирского **[1–7]**. Подобные структуры рассматриваются как результат сочетания относительно локализованной сдвиговой деформации по нарушениям в комплексе основания и более рассредоточенной в перекрывающем его чехле. Большинство исследователей считает, что данный процесс отражает транспрессивную или транстенсивную деформацию вдоль разрывной зоны, хотя в ряде работ эти представления подвергаются сомнению – результат формирования цветковых структур рассматривается как сложное сочетание в сдвиговой зоне различных сколов Риделя **[2–4]** без дополнительного поперечного сжатия или растяжения. Сдвиговые зоны в приповерхностной зоне складчатых областей имеют довольно сложное строение. Они сопровождаются кулисно расположенными дуплексами растяжения или сжатия, которые также связаны с проявлением траспрессии или транстенсии при сдвиговой деформации **[8]**. В зоне Главного Саянского разлома (ГСР) нами выявлены цветковые структуры, отражающие условия сложной неоднородной деформации древних метаморфических толщ.

ГСР разделяет раннедокембрийские Дербинскую глыбу Алтае-Саянской складчатой области и Бирюсинскую глыбу Сибирской платформы. Вдоль ГСР неоднократно происходили тектонические подвижки и формировалась сложно построенная Колбинско-Удинская шовная зона, насыщенная рифтогенными, коллизионными, транспрессивными и транстенсивными комплексами. Осевую структуру ГСР составляет тектонический шов северо-западного простирания вдоль контакта нижнерифейских и средневерхнерифейских структурно-вещественных комплексов, характеризующихся сложной интерференционной складчато-разрывной структурой, сформировавшейся в результате многократных тектонических деформаций **[9]**. Структура зоны выражена складками разного размера и типа и разрывами различной кинематики (правые и левые сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги и покровы). Преобладающая ориентировка полосчатости и сланцеватости северо-западная при субвертикальном залегании. Местами выявляются пологие шарниры мелких складок, но более широко представлены замковые части складок с крутыми шарнирами. С ядрами присдвиговых складок связана повышенная кварц-золото-сульфидная минерализация. Среди разрывов преобладают крутопадающие СЗ (продольные к главному структурному плану) и СВ (поперечные) дизъюнктивы со значительной сдвиговой составляющей – преимущественно правосдвиговой в продольной и левосдвиговой в поперечной системе. В верховьях рек Большая и Малая Бирюса за счет сдваивания разрезов при развитии сдвиговых разрывов и формировании присдвиговых складок зона ГСР расширяется. Практически повсеместно на участке расширения зоны ГСР выявляются пологие нарушения покровного типа, сопровождающиеся развитием многочисленных субгоризонтальных зеркал скольжения, а также однонаправленные (моновергентные) козырьковые и дивергентные цветковые структуры с резким переходом субвертикальных залеганий полосчатости в субгоризонтальные (рис. 1). Подобные структуры наблюдались в приповерхностной зоне при вскрытии коренных пород геологоразведочными канавами.

На северо-восточном фланге ГСР преобладают однонаправленные козырьковые структуры с выжиманием материала к юго-западу, на юго-западном, наоборот, к северо-востоку. Дивергентные цветковые структуры встречаются только в центральной части зоны расширения ГСР, наряду с разнонаправленными козырьковыми структурами.

Наличие сильно сжатых складок и выжатых надвиговых козырьковых и цветковых структур, а также повышенная насыщенность жильным материалом указывают на одновремен-

Рис. 1. Цветковая структура в рифейских карбонатных сланцах.

ное проявление в шовной зоне транспрессии и транстенсии в условиях деформации сжатия и правого сдвига. Одновременно формируются сильно сжатые складки и выжатые надвиговые козырьковые и цветковые структуры, а также поперечные к ним структуры локального растяжения (структуры типа «pull-apart»), расщепляющие структурные швы главной сдвиговой зоны. Вероятно, локализация структур растяжения и структур сжатия происходит не только на разных участках формирующейся сдвиговой зоны, но и на разных структурных уровнях. Это доказывается наличием структур покровного характера. Максимальная контрастность деформаций сосредоточена в зоне расширения (дуплексе) ГСР. Продолжающаяся сдвиговая деформация вдоль зоны вызывает увеличение области растяжения и усиление идущего из глубин флюидного (рудоносного) потока. Одновременно на каких-то структурных уровнях главными условиями деформирования остаются сжатие и правый сдвиг. На концах расщепленных структурой растяжения ветвей разломной зоны возникает существенная взбросовая составляющая деформации с перемещением висячих крыльев в сторону центральной структуры растяжения – возникает главная бивергентная структура (рис. 2). Продолжающаяся деформация сжатия и правого сдвига приводит к изгибу метаморфической сланцеватости и формированию кулисно расположенных сильно сжатых полускладок, в ядрах которых возникают дополнительные условия растяжения. На тектонических и литологически контрастных контактах реализуются условия выжимания и происходит формирование надвиговых козырьковых и цветковых структур, служащих экранирующими структурами для флюидного потока по зонам растяжения.

Несомненно, что и цветковые структуры, и дуплексы растяжения и сжатия являются результатом сложной сдвиговой деформации с проявлением на одних участках и структурных уровнях условий преобладающего сжатия, на других – растяжения. Сдвиговые деформации

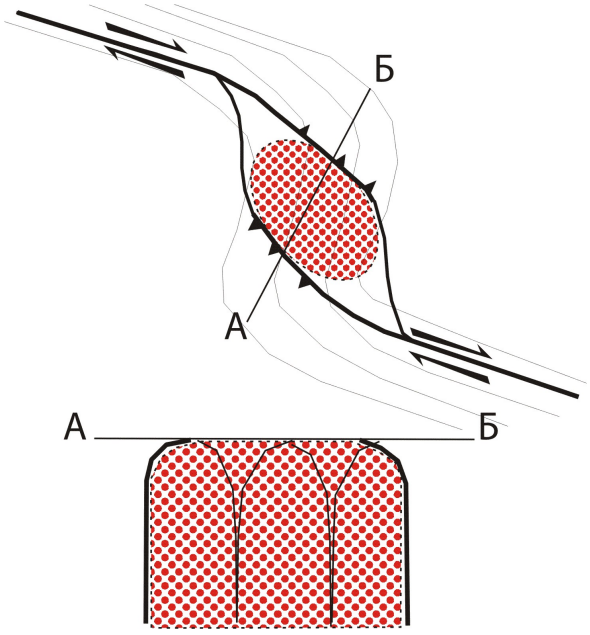


Рис. 2. Строение Главного Саянского разлома в зонах полускладок как наложение транспрессивной и транстенсивной деформации (схематический план и разрез). Черные жирные линии – основные ветви разлома: со стрелочками по разные стороны – правосдвигового типа, с треугольниками – взбросы, возникшие на концах расщепленных ветвей ГСР над зоной растяжения (структурой типа «pull-apart» basin); тонкие изогнутые линии – условные линии метаморфической сланцеватости в зоне правосдвигового изгиба (полускладки); красные точки – структура отрывного типа («pull-apart»), возникшая в зоне растяжения на концах сдвиговых отрезков основного разлома.

вдоль крупных разрывов в древних складчатых орогенах происходят неоднократно. Неоднократно изменяются и тектодинамические условия деформирования. В формирующейся зоне концентрации деформаций одновременно на разных участках по латерали или по вертикали проявляется дополнительное сжатие или растяжение, т.е. транспрессия и транстенсия, что приводит, с одной стороны, к формированию проницаемых каналов миграции флюидов, с другой – экранирующих структур над ними.

[1] *Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Формирование цветковых структур нарушений в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физика Земли. 2015. № 4. С. 81–93.

[2] *Тимурзиев А.И.* Решение «Кинематического ребуса» Силвестера на основе новой кинематической модели сдвигов // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2010. С. 113–123.

[3] *Тимурзиев А.И.* Структуры горизонтального сдвига осадочных бассейнов и опыт применения тектонофизических методов для повышения эффективности поисков, разведки и освоения присдвиговой нефти // Геофизический журнал. 2014. Т. 36, № 2. С. 172–185.

[4] *Фролова Н.С.* Модели цветковых структур в зонах сдвига // Ломоносовские чтения: Научная конференция (апрель 2013 г., МГУ, Москва, секция геологии). http://geo.web.ru/conf/.

[5] http://www.geosci.usyd.edu.au/users/prey/Teaching/Geol-3101/Wrench/IV.html.

[6] http://www.glossary.oilfield.slb.com/Terms/f/flower_structure.aspx.

[7] http://structuralgeologyof.weebly.com/contractional/the-seattle-fault-zone.

[8] *Знаменский С.Е.* Сдвиговые дуплексы Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) // Георесурсы. 2014. № 3 (58). http://cyberleninka.ru/article/n/sdvigovye-dupleksy-ganeevskogo-mestorozhdeniya-zolota-yuzhnyy-ural.

[9] *Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Масштаб 1:1000000. Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 274–275

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЧАРНОКИТОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА: МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ИЛИ МАГМАТИЧЕСКОЕ

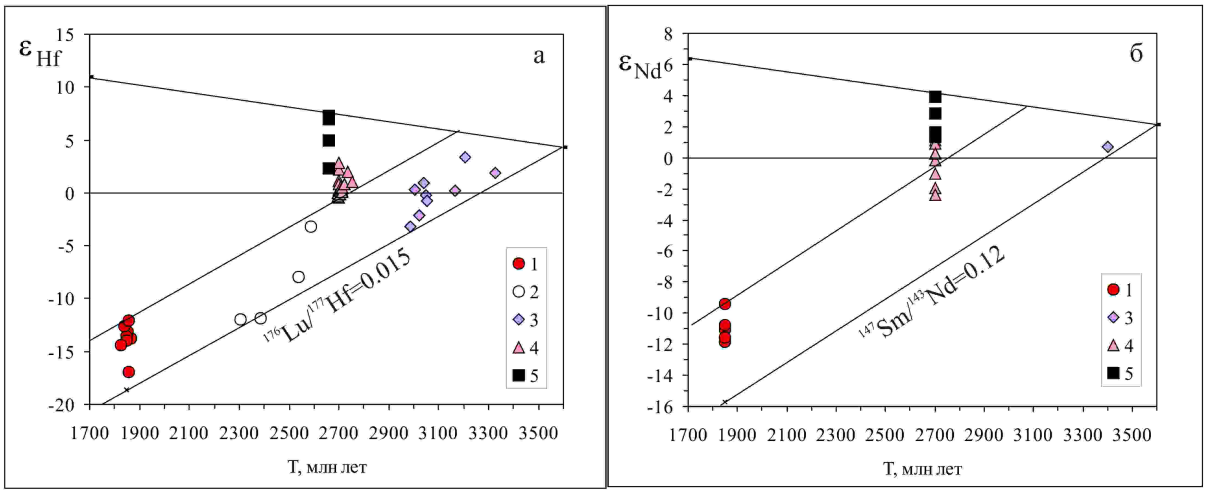
О.М. Туркина, В.П. Сухоруков

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

Изучение палеопротерозойских гиперстенсодержащих чарнокитоидов, доминирующих в разрезе по побережью о. Байкал, вдоль Кругобайкальской железной дороги, насчитывает не один десяток лет, но их происхождение до сих пор остается дискуссионным. Первыми исследователями этих пород была предложена идея о формировании в результате «гранитизации» и одновременного плавления вмещающих гранулитов с образованием плагиомигматитов и эндербитов, соответственно **[2]**. Позднее предполагалось выделение двух типов чарнокитоидов: доминирующих, развивающихся по гранулитовому субстрату среднекислого состава, и подчиненных, образующихся путем кремнещелочного метасоматоза основных кристаллосланцев **[1]**. Авторами получены новые изотопно-геохронологические и геохимические данные по чарнокитоидам, проливающие свет на их генезис.

Исследованы несколько тел чарнокитоидов видимого размера до 300 м, приуроченные к центральным частям куполовидных структур, на крыльях которых развиты гранулиты. Как отмечалось в **[2]**, среди чарнокитоидов низкокалиевые разности (K_2O/Na_2O=0.2–0.8) доминируют над калиевыми (K_2O/Na_2O=1.3–1.4). Первые характеризуются минеральной ассоциацией Opx+Bt+Pl+Qz±Hb±Kfs, а вторые при редкости амфибола обогащены калиевым полевым шпатом. Низкокалиевые чарнокиты содержат андезит (An=30–39), умеренно магнезиальный Opx (Mg/Mg+Fe=0.51–0.55), гастингсит или магнезиогастингсит (Mg/Mg+Fe=0.37–0.59) и высокотитанистый Bt (TiO_2=3.8–5.3 %), свидетельствующий о высоких температурах образования пород. Наличие в низкокалиевых чарнокитах фрагментов мафических гранулитов/габбро с резкими контактами свидетельствует в пользу внедрения магмы в не подвергавшиеся плавлению породы. Калиевые чарнокиты содержат кислый Pl (An=8–11), низкомагнезиальный гастингсит (Mg/Mg+Fe=14–17) и низкотитанистый Bt (TiO_2=1.1–1.6 %). Исследованные породы имеют широкий диапазон SiO_2 (61.3–70.9 %), являются слабопералюминиевыми (ASI=0.9–1.1), магнезиальными гранитоидами от тоналитов до гранодиорит-гранитов. Независимо от содержания K_2O, все чарнокиты обеднены Rb (10–103 ppm), имеют устойчиво повышенные концентрации Sr (331–523 ppm), тогда как рост концентраций Ba (от 368 до 1950 ppm) коррелирует с увеличением K_2O. Чарнокиты обладают фракционированными до ультрафракционированных спектрами РЗЭ (La/Yb)n=23–385) и знакопеременными Eu аномалиями (Eu/Eu*=0.5–2.0). Характерная черта всех чарнокитов – широкий диапазон концентраций Th (0.6–60.0 ppm) и легких РЗЭ, коррелирующих между собой, при преобладании обедненных разностей, а также значительные вариации содержания Zr (114–550 ppm), что приводит к широкому диапазону температур насыщения Zr–T_{Zr}=717–874 °C.

Наиболее примечательным является тот факт, что низкокалиевые и калиевые чарнокиты имеют одинаковый возраст циркона. В низкокалиевом чарноките циркон светлый в КЛ с четко выраженной магматической зональностью имеет конкордантный возраст 1848±5 млн лет (СКВО=0.07) и содержит многочисленные овальные ядра с резкими границами и $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2.3–2.6 млрд лет. Особенность магматического циркона – повышенное Th/U (1.1–2.8) при пониженных концентрациях U (50–147 ppm) и Th (99–256 ppm), тогда как ядра имеют более низкое Th/U (0.3–1.1). В калиевом чарноките циркон имеет светлые в КЛ оболочки различной мощности с отчетливой ростовой зональностью и конкордантным возрастом 1849±7 млн лет (СКВО=0.17). Основной объем зерен составляют темные до черных в КЛ ядра с размытой зональностью и возрастом 1879±4 млн лет (СКВО=0.05), отличающимся в пределах ошибки от магматических (?) оболочек. От ядер к оболочкам снижаются концентрации U (346–494 и



Диаграммы T–ε_{Hf} (*а*) и T–ε_{Nd} (*б*) для цирконов и пород Иркутного блока. *1–2* – чарнокиты (*1* – каймы и *2* – ядра циркона); гранулиты: *3* – палеоархейский, *4–5* – неоархейские (*4* – кислый, *5* – основной).

45–109 ppm) и Th (269–378 и 101–173 ppm) и возрастает Th/U (0.74–0.83 и 1.3–3.3). Палеопротерозойские оболочки циркона в обеих пробах чарнокитов характеризуются «магматическими» спектрами РЗЭ с высоким $(Lu/Gd)_n$ (15–23), содержанием Ti=8–16 ppm и T=763–852 °C, согласно Ti-in-Zr термометру. Ядра циркона характеризуются сильно вариабельным $(Lu/Gd)_n$ (1.5–21.0) (2.3–2.6 млрд лет) или слабопониженным $(Lu/Gd)_n$ (11–13) (1.88 млрд лет) за счет обеднения средними и тяжелыми РЗЭ, что может свидетельствовать о их преобразовании в результате метаморфизма. В низкокалиевом чарноките палеопротерозойские магматические оболочки и архейские ядра по ε_{Hf} близки к области эволюции изотопного Hf состава палеоархейской коры, соответствующей цирконам из палеоархейского среднего гранулита, отклоняясь в область более радиогенных значений, типичных для цирконов из неоархейских кислых гранулитов (рисунок, *а*). Аналогично, по изотопному Nd составу все чарнокиты занимают промежуточное положение между палео- и неоархейскими гранулитами (рисунок, *б*).

Полученные результаты позволяют высказать следующие предположения. Все чарнокиты являются магматическими породами, и их материнские магмы формировались за счет палеонеоархейских метамагматических источников. Судя по обилию унаследованных цирконов магмы были обогащены реститовым материалом и испытывали перемещение в виде «каши». Широкие вариации содержания легких РЗЭ, Th и Zr обусловлены переменной долей захваченных акцессорных минералов, а не различием в составе плавящихся субстратов. Наиболее вероятным источником чарнокитоидов служили гранулиты среднекислого, а не мафического состава, которые резко отличаются от чарнокитоидов по изотопному Hf и Nd составу (рисунок).

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 15-05-02964.

[1] *Ножкин А.Д., Туркина О.М.* Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1993. 219 с.

[2] *Петрова З.И., Левицкий В.И.* Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 276–277

ОЛЬХОНСКИЙ ГЕОПАРК ПОД ЭГИДОЙ ЮНЕСКО – РЕАЛЬНАЯ ПЕРСПЕКТИВА

В.С. Федоровский[1], Д.П. Гладкочуб[2], Е.В. Скляров[2], Т.В. Донская[2], А.М. Мазукабзов[2], А.Б. Котов[3], А.В. Лавренчук[4], А.Е. Старикова[4]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[4] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Ольхонский регион на западном побережье Байкала – уникальная по своему геологическому и научному потенциалу территория России, отвечающая по всем признакам параметрам, которые определены программой ЮНЕСКО по глобальным геопаркам. Удивительно другое – почему до сих пор это не было сделано? Соответствующая Программа ЮНЕСКО существует уже немало лет, а количество уже созданных геопарков в мире приближается к сотне. В Китае, к примеру, есть 22 таких парка. Курсивом (из Википедии): *«Геопарк – имеющий особый охраняемый статус регион, на территории которого наглядно раскрывается геологическая история Земли, формирования местных ландшафтов, образования пород и месторождений полезных ископаемых… Движение по созданию геопарков зародилось в 1990-е годы и постепенно охватило всю планету. С 2002 года существует специальная программа ЮНЕСКО по поддержке в создании всемирной сети национальных геопарков* (*Global Network of National Geoparks*)*…».* Геопарки расположены в Австрии, Германии, Греции, Франции, Хорватии, Англии, Шотландии, Финляндии, Норвегии, Испании, Италии, Чехии, Румынии, Португалии, Ирландии, Китае, Вьетнаме, Малайзии, Японии, Южной Корее, Канаде, Бразилии, Иране, на Тайване.

В России фактически пока нет ни одного, хотя первые движения по созданию геопарка на Алтае уже обозначились (см. информацию по Алтайскому геопарку по ссылке: http://www.gasu.ru/att/news/2016/10/n5_3.html).

Объектов, которые представляют профессиональный и научно-туристический интерес, в Приольхонье бесчисленное множество. Ландшафты разнообразны. Степь и тайга, горы и прибрежное каменное плато, которое опоясывает практически непрерывная гирлянда скал протяженностью около 400 км. И, конечно, сам Байкал, глубочайшее в мире озеро, с такой чистой водой, которой не встретить нигде более, только здесь. Но все эти красоты – ничто по сравнению с пестрой и сложнейшей геологией, которая открывается здесь любознательному исследователю. 500 млн лет назад в регионе кипели грандиозные по своим масштабам процессы, запечатленные в каменной летописи, и это было столкновение Сибирского континента и многочисленных сегментов земной коры иного типа, причаливших к кратону с юга (в современных координатах). Здесь расположена и вскрыта в рельефе зона такой коллизии. Она отражает строение глобальной структуры – Центрально-Азиатского складчатого пояса в непосредственном его контакте с континентом того времени.

Выдающийся объект территории – знаменитый Тажеранский массив щелочных пород. Его появление связано с воздействием мантийного плюма на формирующееся коллизионное сооружение. Почти 150 минералов, в том числе редких, редчайших и уникальных, найдено в районе массива. Некоторые из них присутствуют только здесь и нигде в мире до сих пор не известны.

Научный и познавательный потенциал территории в большой степени определяет и ее расположение в центре современной Байкальской рифтовой системы – внутриконтинентальной структуры глобального ранга. Приольхонье и остров Ольхон составляют перемычку Байкальского рифта, и это неисчерпаемая, но до сих пор малоосвоенная тема для глубоких исследований.

Регион изобилует замечательными туристическими объектами, среди которых немало и таких, которые могут претендовать на звание памятников природы и по сути таковыми являются, например реликтовый останцовый рельеф части площади в Приольхонье, многочисленные сохранившиеся свидетельства фонтанирующих горячих источников, в недавнем геологическом прошлом – «долина гейзеров», живописное скальное побережье Байкала и т.д.

Важное условие для создания геопарка – инфраструктура территории. Без нее разговоры о таком предприятии оказываются лишь наивными мечтаниями. Ольхонский регион обладает такой инфраструктурой сполна. 250 км от Иркутска с его международным аэропортом и железной дорогой. Отличное асфальтовое шоссе от Иркутска до пролива Ольхонские Ворота, отделяющего остров Ольхон от материка, и действующая паромная переправа. Развитая база для проживания посетителей уже существует в бухтах Байкала и проливов Ольхонские Ворота и Малое Море, где расположены многочисленные кемпинги и туристические базы. Территория обеспечена электроэнергией, здесь же действует сеть автозаправочных станций. И вместе с тем, это обширная площадь дикой природы, до настоящего времени малозатронутая разрушительной атакой цивилизации.

Время направить необходимые документы в ЮНЕСКО о создании Ольхонского геопарка настало.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 278–280

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТРАНСЕКТОВ «3ДВ» И «ТЫНДА–АМУРЗЕТ»

Т.Н. Хераскова[1], Н.Н. Пиманова[2], И.А. Бисеркин[2], Е.М. Юон[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kheraskova.tatiana@yandex.ru
[2] Москва, Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Отделение геоинформатики ВНИИГеосистем, nadja@geosys.ru
[3] Москва, Росгеолфонд, rfgf@rfgf.ru

Особенность анализируемого материала заключается в том, что геофизические разрезы фиксируют лишь современное строение земной коры региона и тектоническую структуру последнего этапа его тектонической эволюции. Трансекты «3ДВ» на отрезке Томмот–Сковородино и «Тында–Амурзет» пересекают Алданский щит и Становую гранит-зеленокаменную область Сибирской платформы, Селенгино-Становой, Монголо-Охотский и Гоби-Хинганский складчатые пояса, Аргунский и Мамынский микроконтиненты. Суммарная протяженность разрезов – около 1000 км. Глубина – 40 км. В результате проведенного анализа создана физико-геологическая модель глубинного строения земной коры региона, в которой данные геокартирования и тематических исследований последних лет увязаны с глубинным строением территории, полученным комплексом геофизических методов.

В строении земной коры выделены четыре слоя: 1) область нижней коры, отличающаяся неоднородностью состава и вероятным существованием отдельных очагов плавления; 2) области коры, гомогенизированные относительно акустических характеристик; 3) области коры, развитые не повсеместно, с четкими структурами пластического течения материала основного, частично ультраосновного состава, поступающего из подкорового слоя мантии, представляющего собой результат двух фаз мантийного диапиризма и андерплейтинга; 4) верхняя часть коры интенсивно деформированных и часто гранитизированных пород.

В складчатых поясах слой 2 не установлен. Слой 2 отсутствует также в Становой и Пристановой гранит-зеленокаменных областях, что позволяет структурно обособить их от Сибирской платформы и считать самостоятельным складчатым поясом, причленившимся к Сибирскому континенту лишь в позднем докембрии или палеозое. Не исключено, однако, что слой 2 в этих зонах был уничтожен при структурной переработке в мезокайнозое, во время интенсивного растяжения и андерплейтинга.

На профиле 3ДВ отчетливо видна структурообразующая роль молодых пологих разломов северной и южной вергентности. На геологической карте читается левосдвиговая природа крупных разломов, что отмечалось многими исследователями, хотя их роль в формировании современной структуры региона явно недооценивалась. Это видно на примере Джелтулакского и Гилюйского разломов, смещающих на расстояние до 150 км фронт распространения интрузий раннемеловых гранитоидов и вызывающих надвигание архейских пород на юрские впадины в Пристановой зоне.

Движения северного крыла вдоль Станового разлома на запад в течение поздней юры – раннего мела вызвали не только надвигообразование, но и скучивание. Это видно на профиле 3ДВ на участке пересечения им Центрально-Алданского блока, где наблюдается значительное утолщение слоя 4 континентальной коры. Аналогичная зона скучивания и утолщения коры возникла в Селенга-Становой и южной части Становой (в районе Тынды) области из-за движений вдоль Северо-Тукурингрского и Южно-Тукурингрского разломов. В это же время движения южного крыла Станового разлома в восточном направлении привели к растяжению, рифтогенезу и формированию позднеюрско-раннемеловых Южно-Алданских впадин. Наибольшее растяжение и утонение коры по серии детачментов южной вергентности наблюдается в основании Пристановой зоны и под Чульманской впадиной.

В зонах растяжения проявлены две фазы мантийного андерплейтинга, соответствующие двум этапам растяжения и рифтогенеза. Первый этап андерплейтинга (конец триаса – средняя юра), видимо, связан с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана. В поздней юре мантийный диапиризм, вероятно, прекратился, снизился тепловой поток и началась эпоха пострифтового погружения, в течение которой накопилась основная масса осадков юрско-неокомового возраста в Южно-Алданских впадинах. Во второй половине раннего мела – палеогене при формировании орогена на месте Монголо-Охотского палеоокеана произошла новая активизация тектономагматических процессов и изменение полей тектонических напряжений. Структурная перестройка региона сопровождалась проявлением гранитоидного магматизма и левосдвиговыми движениями преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания вдоль Джелтулакского, Гилюйского и других разломов, смещающих раннемеловые гранитоиды. Эти процессы, как и ранее, сопровождались как скучиванием, так и растяжением коры, провоцирующими рифтогенез и связанный с ним андерплейтинг. Детачменты первого этапа превратились в надвиги, что привело к надвиганию меланжированных пород детачментов первого этапа на осадки Южно-Алданских впадин и выведению на поверхность этих детачментов (Пристановой, Тыкарнинской и Амгинской меланжевых зон). В тыловой части надвигов возникли новые зоны растяжения. Примером являются Зейские впадины, а также раннемеловые грабены Селенга-Станового складчатого пояса, приуроченные к разломам, секущим Джелтулакский разлом. Движения по разломам сопровождались перемещениями отдельных блоков, тектоническим скучиванием и ростом гранитогнейсовых куполов в Алданской гранулит-гнейсовой области, а также новым этапом растяжения и рифтогенезом в Становой и Селенгино-Становой областях. Рядом с зонами растяжения возникли локальные зоны утолщения коры, что вызвало рост гранитогнейсовых куполов, которые, по аналогии с западной частью Селенгино-Становой области **[3]**, вероятно, имеют позднемезозойский возраст. Об этом свидетельствует раннемеловой магматизм и появление одновозрастных им гнейсогранитов **[1]**.

На территории Центрально-Алданской антиформы продолжилось утолщение коры, сопровождавшееся усилением теплового потока, подъемом астеносферы и формированием современной структуры гранитогнейсового купола калифорнийского типа, эксгумированного, видимо, из-под некогда единого Тыкарнинско-Амгинского детачмента. На его южной окраине возникли Алданские сдвиго-ретронадвиги южной вергентности. Крупная область мел-палеогенового утолщения континентальной коры и проявления позднемезозойского мантийного диапиризма с разрывом поверхности Мохо приурочена к Тындинской сдвиго-надвиговой структуре Становой гранит-зеленокаменной зоны. Широкое развитие в ее пределах сдвигов мел-палеогенового возраста обусловило ее веерообразное куполовидное строение и надвигание на Селенгино-Становой пояс с выдвижением тектонических пластин метаморфических пород, наблюдающихся вдоль Станового сдвига-надвига на профиле 3ДВ, в Пристановую зону. Веерообразное строение, сходное с гранитогнейсовым куполом, сочетается здесь с развитием гранитоидного магматизма и автохтонных гнейсогранитов раннемелового возраста **[1]**. Сходное строение Становой гранит-зеленокаменной области дешифрируется и восточнее – на профиле Тында–Амурзет.

Из анализа профилей 3ДВ и Тында–Амурзет следует, что структура Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной области сформирована под влиянием мантийного диапиризма и андерплейтинга. Подобные процессы андерплейтинга наблюдаются на современных континентальных окраинах. Можно предполагать, что в ранней – средней юре эти области представляли собой рифтогенную континентальную окраину Монголо-Охотского океана. Тектоническая обстановка рифтогенной континентальной окраины, вероятно, была близка континентальной окраине калифорнийского типа, что предполагалось ранее Е.В. Скляровым с соавторами **[3]** в Западном Прибайкалье, а в настоящее время подтверждается сейсмопрофилированием и в Восточном Прибайкалье.

Кроме того, в последние годы появились данные о мезозойском возрасте некоторых гранитогнейсовых куполов и гранитогнейсовых комплексов, ранее относившихся к раннему докембрию **[1, 2]**. Такие купола соседствуют с юрско-меловыми впадинами и обычно приурочены к лежачим блокам пологих рифтогенных детачментов. Метаморфические ядерные комплексы формируются и эксгумируются из-за относительно быстрого тектонического сноса верхней части коры при рифтогенезе и утонении благодаря этому континентальной коры. Высокометаморфизированные породы эклогитовой, гранулитовой и амфиболовой фаций экспонируются из-под милонитовых шир-зон пологих детачмент-разломов.

На профиле Тында–Амурзет, пересекающем Гоби-Хинганскую область Центрально-Азиатского складчатого пояса, наблюдается преобладание процессов скучивания верхней части

континентальной коры в течение юры – начала мелового времени. Наиболее крупные зоны утолщения коры приурочены к Аргунскому, Мамынскому, Синьхуа блокам, где проявлен гранитогнейсовый метаморфизм венд-раннепалеозойского возраста **[4]**. Кроме того, здесь развиты раннепалеозойские аллохтонные офиолитовые и базальтовые комплексы, перекрытые среднепалеозойскими осадочными чехлами. Мезозойский гранитоидный магматизм и позднемезозойский вулканизм, вероятно, сочетались здесь с одновременным мантийным диапиризмом. Зоны скучивания разделены позднемезозойскими разломами, вдоль некоторых отмечается глаукофановый метаморфизм. Образование позднеюрско-палеоген-неогеновой Зейской впадины связано с мел-палеогеновой зоной растяжения над пологим детачментом южной вергентности.

Работа выполнена по госзаданию ГИН РАН №0135-2016-0009 «Тектонические обстановки и хронология процессов формирования континентальной коры западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и Урала».

[1] *Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В.* Rb–Sr изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных позднемезозойских гранитоидов Станового хребта (южное ограничение Алданского щита) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 61–75.

[2] *Лаверов Н.П., Величкин В.И.., Власов Б.П. и др.* Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. 320 с.

[3] *Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.В.* Комплексы метаморфических ядер Центральной Азии и их природа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 134–139.

[4] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П.* Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 3–15.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 281–282

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАЛАКОНА (ЦИРКОНА) ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ АРЫСКАНСКОГО (Y, REE) РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНАЯ ТУВА

А.К. Хертек

Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, ajlan@mail.ru

Арысканский массив располагается в центральной части Восточного Саяна. Он сложен трахитоидными редкометалльными щелочными (эгирин-рибекитовыми) гранитами и представлен субширотно ориентированным дайкообразным телом длиной 375 м при ширине от 20 до 70 м, которое прослежено до глубины 120 м. В непосредственной близости от выходов редкометалльных гранитов располагается более крупный (0.45 км^2) Астыгский массив, сложенный щелочными гранитами. Оба массива рассматриваются как единый Арысканский комплекс пород. Наиболее древними породами района месторождения являются гнейсы, кристаллические известняки и черные сланцы, условно датируемые протерозоем. Они со структурным несогласием перекрыты осадочно-метаморфической вулканогенной толщей нижнего и среднего кембрия. Вмещающими породами служат диориты, биотитовые граниты и амфиболовые сиениты. Наиболее богатые редкометалльные разности пород тяготеют к апикальной части месторождения.

В работе представлена минералогическая характеристика малакона (циркона) Арысканского комплекса.

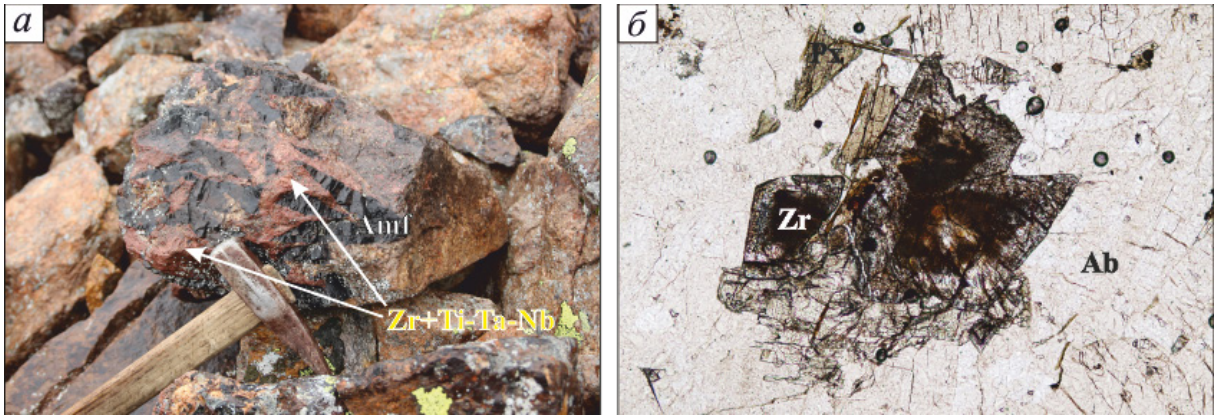
По данным ранних исследователей **[1, 2]** и собственным наблюдениям авторов, последовательность формирования щелочных гранитоидов в районе месторождения была следующей. Первоначально образовались щелочные граниты Астыгского массива. Последние три типа пород разделяются на следующие разности по минералогическим особенностям: 1) мелко- и среднезернистые микроклин-альбитовые директивные щелочные граниты; 2) средне- и крупнозернистые микроклин-альбитовые щелочные граниты, развитые в апикальной части массива; 3) альбит-рибекит-малаконовые жилы пегматитов с зонами массивных альбититов. Последние два типа пород вскрыты поверхностными горными выработками.

В минеральном составе щелочных гранитов Арысканского комплекса основную роль играют кварц, альбит, микроклин, рибекит и арфведсонит. К акцессорным минералам относятся магнетит, магнетит с Mn ильменитом, ильменит, гематит, Y-флюорит (1.3–4.5 мас. % Y), торит, монацит, ксенотим, фергусонит, приорит, пирохлор, апатит иногда с примесью Y+LREE и другие. Циркон встречается во всех разновидностях пород месторождения и является главным породообразующим или акцессорным минералом.

В щелочных гранитах Астыгского массива и мелко- и среднезернистых щелочных гранитах Арысканского массива циркон встречается редко. Он образует агрегаты неправильных зерен, реже – дипирамидальные без граней призмы кристаллы. Размер циркона колеблется от 0.05 до 0.20 мм. Четко выделяется ядро, которое, как правило, мутное и окрашено в бурые тона. Минерал в основном ассоциирует с альбитом, калиевым полевым шпатом, пироксеном, которые часто заключены в кристаллы циркона. На электоронном микроскопе с ЭДС спектрометром диагностированы мельчайшие включения редкоземельных, ториевых и урановых минералов.

В средне- и крупнозернистых щелочных гранитах и пегматитах собственно Арысканского массива в основном встречается малакон. Он представлен в форме крупнозернистых мономинеральных агрегатов с сильно искривленными, ступенчатыми и дипирамидальными гранями кристаллов. Цвет малакона варьируется от красновато-бурого, почти коричневого, до темно-серого (рисунок, *а*).

По цвету, форме выделения и структурным особенностям можно выделить две разновидности малакона: а) красновато-бурая, почти коричневая. Она наиболее характерна для альбит-



***А* – альбит-рибекит-малаконовый пегматит; *б* – зональное строение малакона (циркона) в ассоциации с альбитом и пироксеном без анализатора, увеличение ×10.**

рибекит-малаконовых пегматитов (рисунок, *а*); б) темно-серая с многочисленными включениями редкоземельных титано-тантало-ниобатов (эшенит, эвксенит), пирохлора, гагаринита и т.д. Эта группа характерна для средне- и крупнозернистых щелочных гранитов. По всей вероятности, красновато-бурая окраска малакона обусловлена развитием гематита и гидроокислов железа, проникающих по тончайшим прожилкам в кристаллические зерна и агрегаты малакона. Под микроскопом хорошо выявляется форма выделения малакона в средне- и крупнозернистых щелочных гранитах. Это преимущественно ромбовидные, а также неправильной формы скелетные образования, реже идиоморфные кристаллы призматического габитуса. Как правило, зерна малакона сильно изотропизированы, благодаря метамиктному состоянию. На отдельных зернах можно проследить постепенный процесс изотропизации малакона, обычно начинающийся с центра зерна. Изотропия зерен в первую очередь сказывается в значительном помутнении зерен (рисунок, *б*), резком снижении двупреломления от синевато-зеленых до серых, желтовато-серых тонов вплоть до полной изотропии зерен.

Отдельные зерна малакона характеризуются зональным строением – резко анизотропная периферическая часть и почти совершенно непрозрачное, изотропное ядро (рисунок, *б*). Подробная зональность малакона и неполная изотропия зерен свидетельствуют о частичном неполном переходе циркона в метамиктное состояние. Следовательно, малакон Арысканского месторождения является переходной разностью от циркона к малакону, претерпевшей неполный метамиктный распад. По данным микрозондового анализа исследованы микровключения редких минералов. Они приурочены к центральной части циркона и представлены пирохлором, паризитом, бастнезитом, ксенотимом и другими редкими минералами, а также породообразующими минералами (микроклин, альбит, рибекит, эгирин). При детальном исследовании циркона под микроскопом было обнаружено, что почти все цирконы пегматитов и средне- и крупнозернистых гранитов Арысканского массива имеют центральную часть – «ядро» и кайму, граница между ними неровная, интенсивно корродированная. Ядра пересыщены радиоактивными минералами (торитом и уранинитом).

Изучение циркона из гранитов Арысканского и Астыгского массивов показало общие черты морфологии, внутреннего строения и состава минерала, а также схожий набор минеральных включений, что в целом является дополнительным свидетельством единого генезиса этих массивов.

[1] *Андреев О.В. Чучко В.Н.* Предварительная разведка Арысканского месторождения редких элементов. Отчет Арысканской партии о результатах работ в 1968–1992 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1992 г.

[2] *Костин Н.Е.* Геологическое строение и генетические особенности Арысканского месторождения редких элементов. М., 1964.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 283–285

СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЦАСП)

С.В. Хромых[1, 2], А.В. Гурова[1], А.Э. Изох[1, 2]

[1] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, serkhrom@mail.ru

[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Территория Восточного Казахстана входит в состав Алтайской коллизионной системы герцинид, являющейся частью западного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса. Основная геологическая структура региона была сформирована в позднем палеозое в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов **[1]**. Между ними находился Обь-Зайсанский палеобассейн, закрытие которого началось в раннем карбоне, морское осадконакопление прекратилось в конце раннего карбона (340–330 млн лет назад), а пик орогении определен как начало позднего карбона (320–310 млн лет), что фиксируется появлением континентальных молассовых отложений в межгорных впадинах. В составе Алтайской коллизионной системы выделено несколько структурно-формационных зон, а одной из примечательных является Калба-Нарымская, представлявшая собой, по данным палеореконструкций, окраинно-континентальный прогиб, заполненный терригенными осадками. В ходе коллизионных процессов терригенные толщи были скучены и метаморфизованы. Характерной особенностью Калба-Нарымской зоны является присутствие большого объема гранитоидов, слагающих крупный Калбинский гранитоидный батолит. Появление гранитоидов традиционно связывалось с утолщением и прогревом коры в ходе коллизионных процессов, однако недавние петрологические и геохронологические исследования **[2, 3]** показали, что главный их объем был сформирован в интервале 295–280 млн лет (ранняя пермь) на посторогенном этапе эволюции региона. Формирование значительного объема гранитоидов и синхронные проявления базитового магматизма в этом интервале фиксируются повсеместно в Центральной Азии (Забайкалье, Монголия, Северо-Западный Китай, Узбекистан, Киргизия), что связывается с посторогенными процессами растяжения на фоне аномальной эндогенной активности, обусловленной действием мантийных плюмов **[4 и др.]**.

В пределах Калба-Нарымской зоны проявления базитового магматизма известны в сравнительно небольшом объеме, они предшествуют масштабному гранитоидному магматизму. Массивы габброидов известны в северо-западной и юго-восточной частях Калба-Нарымской зоны, слагают цепочки небольших массивов северо-западного простирания. Их возраст традиционно оценивался как раннекарбоновый (визе) и сопряженный с субдукционными процессами **[5]**. Проведенные нами исследования позволили уточнить возраст габброидов и предложить новую геодинамическую интерпретацию их проявления. Наиболее крупным массивом является Суровско-Таловский, расположенный вблизи г. Усть-Каменогорска и занимающий площадь около 150 км^2. Породы массива прорывают алевролиты и песчаники (D_2-C_1). В центральной части массива наблюдается провис кровли, занятый гнейсами и гнейсогранитами (Чечекская структура), под воздействием габброидов, испытавших метаморфизм в условиях амфиболитовой фации **[6]**.

Массив имеет дифференцированное строение, в его составе выделены четыре группы пород. Породы первой группы слагают основной объем массива и представлены перидотит-троктолит-габбровой серией, типоморфным минералом для которой является оливин. Их составы заметно варьируются по содержанию MgO, CaO, Al_2O_3 и образуют единый тренд. Породы второй группы слагают значительный объем на востоке массива и представлены безоливиновыми габбро. Их составы в целом схожи с породами первой группы, однако отличаются меньшим содержанием MgO и CaO и большим – FeO и TiO_2. Габброиды первых двух групп обоих массивов характеризуются субгоризонтальными спектрами распределения редкоземельных

элементов с выраженным европиевым максимумом. Третья группа пород, проявленных преимущественно в эндоконтактовых частях массива, представлена биотит-амфиболовыми габброноритами. В них наблюдаются пониженные содержания MgO и CaO, повышенные содержания SiO_2 и щелочей, а также FeO, TiO_2 и P_2O_5. Они отличаются также повышенными содержаниями редкоземельных и редких элементов, в т.ч. Rb, Ba, Th, U, K, отсутствием минимума в содержаниях Ta и Nb, небольшим максимумом в содержаниях Zr. Породы четвертой группы проявлены в небольшом количестве в восточном эндоконтакте массива и представлены биотит-оливиновыми габбро и габбро-норитами. Они заметно выделяются по составу, обнаруживая повышенные содержания MgO (до 20 мас. %), а также FeO, TiO_2, K_2O и P_2O_5, содержание кальция относительно пород главной фазы массива понижено. Данные по вещественному составу свидетельствуют, что основной объем массива сложен породами толеитовой серии, разнообразие составов которых определялось фракционированием плагиоклаза и оливина. В эндоконтактовых зонах проявлены породы, сформированные при кристаллизации иной базитовой магмы, отличающейся повышенной магнезиальностью и при этом обогащенной несовместимыми элементами (K_2O, P_2O_5, Rb, Ba, Zr, редкие земли).

Геохронологические данные ($^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопный метод), полученные по биотиту из гранитогнейсов Чечекской структуры, свидетельствуют о возрасте метаморфизма в 312±3 млн лет **[6]**, что позволяет оценить возраст формирования основного объема габброидного массива. Возраст формирования пород в эндоконтактовых частях массива определен нами напрямую путем изотопного датирования акцессорных магматических цирконов (LA-SF-ICP-MS-датирование на спектрометре Finnigan Element, ГИН СО РАН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитики В.Б. Хубанов, М.Д. Буянтуев). Для амфиболовых габбро-норитов третьей группы по 36 экспериментальным точкам получено значение возраста в 313±1 млн лет. Для биотит-оливиновых габброноритов четвертой группы по 18 экспериментальным точкам получено значение возраста в 312±2 млн лет. Таким образом, возраст всех пород Суровско-Таловского массива сихронен. Полученные данные позволяют предположить, что формирование Суровско-Таловского массива происходило в результате единого эндогенного события. Различный состав первичных магм может быть обусловлен процессами глубинной дифференциации либо, что более вероятно, различной степенью плавления мантийного источника.

В других частях Калба-Нарымской зоны проявлены иные мелкие массивы габброидов, вещественный и минеральный состав которых аналогичен породам, представленным в Суровско-Таловском массиве. Геохронологические данные, полученные для амфибол-биотитовых габбро-норитов в юго-восточной части Калба-Нарымской зоны, позволяют оценить временной интервал проявления базитового магматизма в 317–312 млн лет (средний – поздний карбон), что синхронно процессам коллизионной орогении в регионе. Проявления базитового магматизма, предшествующего массовому гранитообразованию, в коллизионной обстановке свидетельствует об активной роли эндогенных процессов, происходивших в подлитосферной мантии. Активизация мантии в данном случае может быть объяснена появлением астеносферных окон – проникновением мантийных диапиров в подошву литосферы в результате ее разрывов, обусловленных трансформным скольжением коллидирующих плит и отрывом субдуцированной океанической плиты (слэба) **[7]**.

Работа выполнена в рамках проектов фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003), при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00825), Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ, проект № 14.Y26.31.0018).

[1] *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.

[2] *Хромых С.В., Цыганков А.А,, Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С.* Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 983–1004.

[3] *Котлер П.Д.* Петрология гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан): Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2017. 206 с.

[4] *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.

[5] *Марьин А.М., Назаров Г.В., Ткаченко Г.Г., Шуликов Е.С.* Геологическое положение и возраст габброидных интрузий Иртышской зоны смятия // Магматизм, геохимия и металлогения Рудного Алтая. Труды ИГН им. К.И. Сатпаева. Т. 17. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 32–45.

[6] *Савинский И.А., Владимиров В.Г., Сухоруков В.П.* Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 1. С. 15–22.
[7] *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 286–287

ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ СОВРЕМЕННЫХ РЕЧНЫХ ОСАДКОВ (РЕКИ СЕЛЕНГА, МУЯ, АНГАРАКАН) ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: К ОЦЕНКЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ И СТАДИЙНОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

В.Б. Хубанов[1, 2], А.А. Цыганков[1, 2], Г.Н. Бурмакина[1], М.Д. Буянтуев[1], В.В. Бурдуковский[1, 2]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, khubanov@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет, khubanov@mail.ru

Значительную часть Западного Забайкалья занимает крупнейший позднепалеозойский Ангаро-Витимский батолит (ареал-плутон), объединяющий в себе сотни, а может быть тысячи, отдельных гранитоидных тел. Несмотря на значительное количество полученных абсолютных дат **[1–4]**, продолжительность и стадийность формирования Ангаро-Витимского батолита (АВБ) остается дискуссионным вопросом, в том числе по причине того, что определить возраст каждого гранитоидного плутона на сегодняшний день невозможно. Следует отметить, что, согласно **[3]**, длительность формирования АВБ составляла не более 20 млн лет в диапазоне от 305 до 280 млн лет, тогда как по данным **[2, 4–6]** – не менее 50 млн лет (330–280 млн лет). В этом контексте представляется, что одним из инструментов для оценки длительности магматизма может послужить анализ возраста цирконов из осадков водосборных бассейнов, развитых на площади АВБ. Выборка детритных (осадочных, обломочных) цирконов из этих отложений будет отражать возраст коренных источников сноса на значительной площади, в том числе охватывающей большое количество тел позднепалеозойских гранитоидов, выходящих на дневную поверхность.

Отбор проб серых шлихов из речных песков произведен из современных отложений нижнего течения р. Селенги (центральная часть Западного Забайкалья) и рек Муя и Ангаракан (северная часть Западного Забайкалья). Нужно отметить, что площадь бассейна р. Селенги (447 тыс. км^2) охватывает территорию Монголии (Хангайское и частично Хэнтэйское нагорье), южную и центральную часть Западного Забайкалья. Площадь водосбора р. Муя (12 тыс. км^2) – часть Северо-Муйского, Муяканского, Южно-Муйского хребтов, р. Ангаракан (менее 3 тыс. км^2) – часть Северо-Муйского хребта. Выделение цирконов из шлиха проводилось с помощью плотностной, магнитной сепарации и ручного отбора под бинокулярным микроскопом. Цирконы датировались посредством U-Pb LA-ICP-MS метода **[4, 7]**.

Из пробы Shl-04-15 из нижнего течения р. Селенги проанализировано 185 цирконов, из них для хронологических оценок отобрано 123 циркона, для которых коэффициент дискордантности (D) U-Pb изотопных датировок составил менее 10 %. Значительная часть цирконов (97 %) имеет фанерозойский возраст, при этом количественно доминируют мезозойско-позднепалеозойские даты: мезозойские – 49 цирконов, позднепалеозойские – 50, среднепалеозойские – 6, раннепалеозойские – 9. На гистограммах распределения вероятностная кривая возрастов фанерозойских цирконов образует более 10 пиков, наибольшие пики фиксируются на значениях возраста 213 и 283 млн лет. Неопротерозойские цирконы (5 зерен) образуют пик 800 млн лет. Единичные цирконы имеют возраст 1038, 1059, 1835, 2471 млн лет.

Из пробы Shl-01-15 из р. Ангаракан проанализировано 206 цирконов, из них для хронологических оценок отобрано 135 цирконов с D<10 %. Максимальное количество значений возраста отмечено для позднепалеозойского периода (68 цирконов, или 50 % от выборки); пики на гистограммах распределения – 288 и 313 (максимальный пик) млн лет. 29 цирконов (21 %) характеризуются среднепалеозойским возрастом с пиком 424 млн лет. При этом мезозойские и раннепалеозойские (за исключением двух цирконов с возрастом 504 и 518 млн лет) значения возраста отсутствуют. Часть цирконов (35 зерен, 26 %) имеют неопротерозойский возраст с пиком 780 млн лет. Единичные цирконы показали даты 1100, 1400, 1760, 1825 млн лет.

Из пробы Shl-02-15 из р. Муя проанализировано 158 цирконов, из них для хронологических оценок отобрано 111 цирконов с D<10 %. Данные о мезозойском возрасте отсутствуют, преобладает позднепалезойский (58 цирконов, 52 %), пики – 277 и 315 (максимальный) млн лет. Среднепалеозойский возраст составляет 18 % от выборки (20 цирконов) с пиком на дате 425 млн лет. Единичные цирконы имеют раннепалеозойский возраст (455, 478, 511, 541 млн лет), 28 цирконов (25 %) – неопротерозойский возраст с пиками 663 и 777 млн лет.

Представленные данные показывают, что распределение возрастов для детритных цирконов, отобранных из р. Селенги (водосбор охватывает Монголию, юг и центр Западного Забайкалья) и рек Ангаракан и Муя (север Западного Забайкалья), различно. Источники сноса осадочного материала бассейна р. Селенги имеют наиболее широкий разброс значений возраста – от 2500 млн лет до 130 млн лет. Здесь доминируют породы мезозойского (триас – мел) и позднепалеозойского возраста, отражающие герцинские магматические события – формирование АВБ, полихронного мезозойско-позднепалеозойского Северо-Монголо-Забайкальского вулканоплутонического (рифтогенного) пояса. При этом присутствуют в достаточно большом количестве исключающие случайность цирконы средне- и раннепалеозойского возраста. Более древние значения возраста зафиксированы в единичных цирконах.

С учетом того, что площадь водосбора рек Ангаракан и Муя не выходит за пределы АВБ, вероятно, возрастные соотношения детритных цирконов из осадков этих рек более достоверно отражают возрастную позицию формирования батолита, чем цирконы из отложений р. Селенги. В осадках рек Ангаракан и Муя мезозойские цирконы отсутствуют полностью, в единичных количествах встречаются раннепалеозойские цирконы. Наибольшее количество цирконов имеет позднепалеозойский возраст (340–260 млн лет), при этом фиксируются два возрастных пика: 290–280 и 320–310 млн лет. Следует отметить, что последний факт очень хорошо согласуется с двумя возрастными максимумами формирования баргузинских гранитов, образующих основной объем АВБ **[2, 5]**. Отчетливые пики, обусловленные представительной выборкой, отмечены также для среднего палеозоя (~ 425 млн лет) и неопротерозоя (780–770 млн лет). По-видимому, эти древние даты отражают возраст фундамента и протолитов позднепалеозойского гранитоидного магматизма в северной части Западного Забайкалья.

[1] *Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г.* Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.

[2] *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25, № 4. С. 395–418.

[3] *Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // ДАН. 2012. Т. 444, № 2. С. 184–189.

[4] *Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.

[5] *Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.

[6] *Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.* Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.

[7] *Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т.* U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 369–384.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 288–289

ТРЕКОВЫЙ АНАЛИЗ АПАТИТА В ИЗУЧЕНИИ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ СИСТЕМ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА И ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

А.К. Худолей[1], В.Е. Вержбицкий[2], Д.А. Застрожнов[3], Р.В. О'Sullivan[4], С.В. Малышев[1], М.И. Тучкова[5]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, a.khudoley@spbu.ru
[2] Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, torsek1@mail.ru
[3] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, zastrozhe@gmail.com
[4] Moscow, USA, GeoSep Services, P.OSullivan@geoseps.com
[5] Москва, Геологический институт РАН, tuchkova@ginras.ru

Трековый анализ апатита принадлежит к числу методов низкотемпературной термохронологии, позволяющей реконструировать термическую эволюцию изучаемых образцов при сравнительно низких температурах. Обсуждение возможностей и ограничений этого метода идет в литературе примерно с 1970-х годов, и мы используем подходы, наиболее детально изложенные в работах **[1, 2]**.

Основная идея интерпретации, по **[1, 2]**, состоит в следующем. При нагреве породы примерно до 110–125 °С и последующем ее остывании до температур ниже 60 °С происходит полный отжиг треков и вся предыдущая термическая история образца стирается. Образовавшиеся при этом треки имеют наибольшую длину (около 15 мкм), и рассчитанный по ним возраст отвечает времени остывания породы, интерпретируемому нами как результат тектонического события и связанного с ним подъема территории. Если в дальнейшем этот же образец вновь подвергается нагреву, то, по мере роста температуры выше 60 °С, происходит последовательное омоложение трекового возраста, тогда как длина треков сначала убывает, а затем начинает вновь возрастать. В результате для региона, подвергшегося воздействию двух термических событий, идеализированная форма графика трековый возраст – средняя длина треков будет иметь U-образную форму (форму «бумеранга»), при которой крайние значения возраста для образцов с наибольшей длиной треков будут соответствовать времени древнего и молодого термического события. Эти образцы должны также удовлетворять ряду статистических критериев. Промежуточный возраст в нижней части U-образного распределения характеризуется незначительными величинами средней длины треков, отражает различную степень прогрева и не может интерпретироваться как возраст термического события, хотя и несет важную дополнительную информацию.

Трековый анализ апатита был применен нами для расшифровки эволюции восточной части Таймыр-Североземельского складчато-надвигового пояса (ТССНП) и сопредельных частей Енисей-Хатангского прогиба. Всего было изучено 37 образцов песчаников, гранитов и метаморфических пород, для которых был определен трековый возраст (central age) и средние величины длины треков. По различным критериям четыре образца были исключены из дальнейшего рассмотрения, а для всех остальных в программе HeFTy построены модели, уточняющие их термическую эволюцию.

Для северной и центральной зон ТССНП наибольшая средняя длина треков обнаружена у образца с трековым возрастом 312±15 млн лет и пяти образцов с трековым возрастом около 180–200 млн лет. Два из них – граниты с U-Pb возрастом около 250 млн лет, для которых фиксируется очень быстрое остывание в интервалах 190±7 и 196±9 млн лет, и их мы рассматриваем как наиболее реалистичную оценку времени подъема и остывания региона в целом. Четыре образца располагаются в нижней части «бумеранга» и не несут прямой информации о возрасте термических событий.

Для южной зоны ТССНП и расположенного к югу от нее восточного окончания Енисей-Хатангского прогиба наибольшая длина треков отмечена в образце с трековым возрастом 198±9 млн лет и четырех образцах со средневзвешенным трековым возрастом 120±6 млн лет и указывает на возраст двух основных термических событий. Признаков термальных событий позднепалеозойско-триасового возраста в южной зоне ТССНП не обнаружено. Пять образцов располагаются в нижней части «бумеранга» и не несут непосредственной информации о возрасте термических событий. В то же время семь образцов, характеризующихся незначительной средней длиной треков (от 13.0 до 13.5 мкм) и располагающихся в основном вдоль побережья Хатангского залива, образуют отчетливый тренд, указывающий на наличие еще одного термического события с вероятным возрастом около 80–95 млн лет.

Основным результатом проведенного исследования является доказательство широкого распространения тектонического события с возрастом около 190–200 млн лет. Оно охватило практически всю территорию ТССНП, не затронув лишь небольшие фрагменты северной зоны. Это событие хорошо коррелируется с несогласием в основании юры, отчетливо распознаваемом во всем изучаемом регионе, и интерпретируется нами как фаза складчато-надвиговых деформаций. В ходе этого события на большей части северной и центральной зон позднепалеозойские структуры были значительно или полностью переработаны, а в южной зоне произошли деформации, сформировавшие современный структурный стиль региона. В южном направлении интенсивность этого события убывает, и в южной зоне ТССНП и Енисей-Хатангском прогибе наиболее существенным становится событие с возрастом около 120–130 млн лет. По предварительной интерпретации, это может быть отражением деформаций в Оленекской складчатой зоне, западное окончание которой располагается в пределах изучаемого региона. Тектоническая природа события с возрастом 80–95 млн лет неочевидна.

Полученные данные свидетельствуют о том, что роль мезозойской тектоники недооценивалась большинством исследователей за исключением Л.П. Зоненшайна с соавторами **[3, 4]**. В то же время продолжение Южно-Анюйской сутуры на Таймыр **[4]** вряд ли можно считать реалистичным, и для корректной геодинамической интерпретации установленных событий необходимы дальнейшие исследования.

Полевые работы и аналитические исследования проводились в рамках проектов СПбГУ, TGS и ВСЕГЕИ, а интерпретация трековых данных – при поддержке проекта РНФ 17-17-01171.

[1] *Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Green P.F., Hegarty K.A.* Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages // Earth and Planetary Science Letters. 1986. V. 78. P. 245–254.

[2] *O'Sullivan P.B., Orr M., O'Sullivan A.J., Gleadow A.J.W.* Episodic Late Paleozoic to Cenozoic denudation of the southeastern highlands of Australia: evidence from the Bogong Hill Plains, Victoria // Australian Journal of Earth Sciences. 1999. V. 46. P. 199–216.

[3] *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

[4] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 290–292

ИСТОЧНИКИ МАГМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (НОВЫЕ Nd-Hf ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ)

А.А. Цыганков[1], В.Б. Хубанов[1], Г.Н. Бурмакина[1], О.В. Удоратина[2]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, tsygan@gin.bscnet.ru
[2] Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, udoratina@geo.komisc.ru

Гранитоиды позднепалеозойской магматической провинции Западного Забайкалья занимают площадь порядка 200 тыс. км^2. Среди них доминируют известково-щелочные граниты баргузинского комплекса, составляющие не менее 2/3 общего объема позднепалеозойских гранитоидов. Геологические и изотопно-геохимические данные указывают на их исключительно коровое происхождение. Относительно более поздние образования подразделяются на несколько магматических комплексов (чивыркуйский, зазинский, нижнеселенгинский) и варьируются по составу от лейкогранитов до кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов. Для всех этих комплексов характерны сопутствующие базиты в форме габбро-монцонитовых и габбро-сиенитовых массивов, синплутонических базитовых интрузий, комбинированных даек и мафических включений **[1, 5]**. Изотопные характеристики гранитоидов сильно варьируются, но в среднем отличаются от баргузинских более радиогенным составом Nd и близким к мантийным значениям изотопным составом кислорода в ранних минералах. Все это позволяет рассматривать постбаргузинские гранитоиды в качестве корово-мантийных образований с сильно варьирующимся в разных массивах соотношением корового и мантийного компонентов. Вместе с тем интерпретация изотопных данных во многих случаях неоднозначна, поскольку значения εNd в гранитоидах и ассоциирующих базитах полностью перекрываются **[3, 8]**. Кроме того, изотопные данные имеются лишь по нескольким районам центральной части магматической провинции, что явно недостаточно для их экстраполяции на все Западное Забайкалье.

Нами получены новые U-Pb изотопно-геохронологические и Sm-Nd изотопные данные по северо-западной и северной краевым частям Ангаро-Витимского батолита, а также первые данные по изотопному составу Hf в цирконах из гранитоидов этих районов. В совокупности с уже опубликованными данными **[2, 3, 4, 6, 8]** это позволяет вновь вернуться к проблеме источников салических магм одного из крупнейших в мире гранитоидных батолитов.

Проиллюстрируем это на конкретных примерах. Относительно более ранними в составе АВБ являются авто- и аллохтонные биотитовые граниты баргузинского комплекса (325–290 млн лет). Для них характерны разновеликие останцы метаморфического субстрата, особенно в автохтонной фации, и изотопные характеристики, указывающие на образование магм за счет плавления древних коровых протолитов: $\varepsilon Nd_{(T)}$ от –12.8 до –5.7, T_{DM2}=1.60–2.15 лет. Следует подчеркнуть, что эти характеристики достаточно сильно варьируются даже в гранитоидах одного комплекса. Так, например, граниты хр. Улан-Бургасы (центральная часть батолита, баргузинский комплекс) ($\varepsilon Nd_{(T)}$ –7.7…–5.7, T_{DM2}=1.52–1.70 млрд. лет) заметно отличаются от таковых его северо-западной периферии ($\varepsilon Nd_{(T)}$ –12.4…–8.5, T_{DM2}=1.78–2.10 млрд лет), что указывает на вещественно-временную гетерогенность палеомезопротерозойского корового протолита. Более того, в одной из проб, отобранной на северо-восточном побережье оз. Байкал, установлено положительное значение $\varepsilon Nd_{(T)}$=0.18 и заметно более молодой модельный возраст – 1.06 млрд. лет. Изотопный состав Hf в цирконах из этой пробы имеет еще более высокое положительное значение (2.58) при близком модельном возрасте (0.98 млрд лет). Судя по этим данным, источником гранитных магм в данном случае была более молодая (начало неопротерозоя) существенно ювенильная кора, точнее относительно небольшой домен (например, крупная базитовая интрузия) в структуре доминирующей древней коры. В целом, первые данные по изотопному составу Hf в цирконах указывают на значительно более сложную структуру коры, чем это представлялось ранее **[7]**. Так, в одних пробах отмечается очень хорошая корреляция Nd и

Hf изотопных характеристик, в других эта корреляция практически отсутствует, например отрицательные значения $\varepsilon Hf_{(T)}$ зафиксированы на уровне –1, при $\varepsilon Nd_{(T)}$ –10.5…–8.5. Можно предположить, что подобное сочетание «валового» изотопного состава пород и изотопного состава цирконов отражает гетерогенность корового источника гранитных магм.

Типоморфными породами чивыркуйского комплекса (305–285 млн лет) являются кварцевые сиениты, часто сопровождающиеся комбинированными дайками и мафическими включениями (ММЕ), являющимися прямым геологическим свидетельством смешения магм. В чивыркуйских кварцевых сиенитах, так же как и в баргузинских гранитах, четко проявлена пространственная изотопная гетерогенность: если для хр. Улан-Бургасы (центральная часть АВБ) характерные значения $\varepsilon Nd_{(T)}$ варьируются в диапазоне –7.2…–3.0, T_{DM2}=1.3–1.6 млрд лет, то в северо-западной части батолита $\varepsilon Nd_{(T)}$ составляет –12.7…–11.3, при более древнем модельном возрасте: 2.01–2.10 млрд лет. Изотопный состав Hf_{Zrn} определен только в нескольких пробах северо-западной части батолита (северо-восточное побережье оз. Байкал) и в целом коррелирует с данными по неодимовой изотопии пород.

Зазинский интрузивный комплекс (305–285 млн лет) представлен в основном субщелочными лейкогранитами и кварцевыми сиенитами, для которых также характерны ММЕ, комбинированные дайки и синплутонические базитовые интрузии. Масс-балансовые расчеты показывают, что лейкограниты зазинского комплекса могли образоваться в результате дифференциации гибридного (кварцево-сиенитового) расплава, являющегося продуктом смешения коровых магм баргузинского типа с базитами, представляющими ранние фазы синхронного чивыркуйского комплекса. Очевидно, что пропорции смешения могут быть разными в различных плутонах, что, на наш взгляд, и отражается в изотопном составе пород. Так, для Улекчинского массива, расположенного в Юго-Западном Забайкалье, $\varepsilon Nd_{(T)}$ варьируется от 0.6 до 1.6, T_{DM2}=1.02–0.95 млрд лет. Изотопный состав ММЕ находится в этих же пределах, тогда как сходный по облику ксенолит монцонитов имеет U-Pb изотопный возраст 800 млн лет, $\varepsilon Nd_{(T)}$=8.4, T_{DM2}=788 млрд лет. Примечательно, что двухстадийный модельный возраст ксенолита достаточно близок в модельному возрасту протолита гранитоидов Улекчинского массива. Можно предположить, что монцониты, представленные «древним» ксенолитом, были одним из источников магм (ювенильный компонент), сформировавших Улекчинский массив. Изотопный состав Nd зазинских гранитов хр. Улан-Бургасы практически перекрывается с породами чивыркуйского комплекса этого района, однако в некоторых пробах фиксируются более низкие отрицательные значения (–9.4…–13.6) при соответственно более древнем модельном возрасте. В целом, имеющиеся данные указывают на то, что среди лейкогранитов зазинского комплекса есть как дифференциаты гибридных магм, так и, вероятно, дифференциаты коровых расплавов баргузинского типа.

Щелочно-гранитоидная ассоциация Западного Забайкалья традиционно подразделяется на два этапа: позднепермский (раннекуналейский комплекс, 280–273 млн лет) и позднетриасовый (позднекуналейский комплекс, 230–210 млн лет). Однотипные породы этих комплексов различаются лишь изотопными характеристиками: средние значения $\varepsilon Nd_{(T)}$ и T_{DM2} для ранне- и позднекуналейского комплексов составляют –2.9, 1.3 млрд лет и 1.3, 899 млрд лет. Кроме того, нами получены первые данные по изотопному составу пород и цирконов Шербахтинского массива, U-Pb возраст которого составляет 250 млн лет. Изотопный состав Nd пород этого массива почти не отличается от характерных значений раннекуналейского комплекса ($\varepsilon Nd_{(T)}$=–2.4…–2.9, T_{DM2}=1.28–1.24 млрд лет), а изотопный состав Hf в цирконах ($\varepsilon Hf_{(T)}$=0.57…1.12, T_{DM2}=1.02–1.05) ближе к позднекуналейским гранитоидам.

Таким образом, совокупность опубликованных и оригинальных изотопных данных позволяет сделать следующие выводы. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм в Западном Забайкалье развивался на гетерогенной палеопротерозойской континентальной коре, содержащей блоки (домены) более молодого неопротерозойского ювенильного материала. Закономерное (во времени) изменение изотопного состава гранитоидов в сторону увеличения доли ювенильного компонента в их составе, с одной стороны, указывает на плавление «молодых» ювенильных доменов, с другой – отражает процессы смешения коровых и мантийных магм, что имеет и свое геологическое выражение. В параметрах изотопного состава Nd геохимический эффект смешения маскируется особенностями изотопного состава базитов, с характерными отрицательными значениями $\varepsilon Nd_{(T)}$.

Проведенные исследования поддержаны грантом РНФ № 15-17-10010, грантами РФФИ № 14-05-00498, 17-05-00275, РФФИ-Сибирь № 15-45-04208.

[1] *Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.* Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 309–334.

[2] *Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю.* Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.

[3] *Цыганков А.А.* Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.

[4] *Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.* Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результатты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.

[5] *Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В.* Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 1005–1027.

[6] *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25, № 4. С. 395–418.

[7] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.

[8] *Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y.* Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 293

КЛЮЧ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ НИЗКОШИРОТНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НЕОПРОТЕРОЗОЯ

А.В. Шацилло

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

В докладе представлены результаты анализа литературных и авторских палеомагнитных данных по объектам Сибири, Европы, Канады и Австралии, синхронным или близким по возрасту к глобальным неопротерозойским оледенениям планеты. Развивается гипотеза об аномальном поведении геомагнитного поля неопротерозойского времени, в рамках которой предложено альтернативное объяснение палеомагнитных данных, указывающих на низкоширотное (т.е. тотальное) распространение неопротерозойских ледниковых покровов. Предложенный «ключ» к интерпретации неопротерозойских палеомагнитных данных является альтернативой гипотезе тотальных оледенений «Snowball Earth» **[1, 2]**.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021).

[1] *Hoffman P.F., Schrag D.P.* The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change // Terra Nova. 2002. V. 14. P. 129–155.

[2] *Kirschvink J.L.* A Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snow ball Earth // The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study / Eds. J.W. Schopf, C. Klein. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. P. 51–52.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 294–295

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН АЛДАНСКОГО ЩИТА, ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ)

А.В. Шацилло[1], Д.В. Рудько[1, 3], И.В. Федюкин[1], И.В. Латышева[2, 3]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
[2] Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Кебектинская серия развита на западном склоне Алданского щита, в междуречье рек Чара и Олекма, где выполняет серию грабенов (Угуйский, Олдонсинский и др.). Кебектинская серия с отчетливым структурно-стратиграфическим несогласием и корой выветривания в основании залегает на архейских и раннепротерозойских образованиях **[1]**. Она представлена мощной (до 1.5 км) неметаморфизованной и почти недеформированной толщей песчаников и алевролитов, в основании которой залегают слабосортированные конгломерато-брекчии, имеющие, по нашему мнению, гляциальную и/или флювиогляциальную природу. Стратиграфическое положение кебектинской серии является предметом дискуссий – ее параллелизуют либо с верхней частью удоканской надсерии (кеменская серия) Кодаро-Удоканского прогиба, либо с пурпольской свитой, представляющей основание платформенного чехла Байкало-Патомского региона, соотношения которых также не ясны, а прямые данные о возрасте отсутствуют. Данные по U-Pb возрасту детритовых цирконов из песчаников кебектинской серии **[3]** указывают на то, что ее возраст моложе 2 млрд лет.

Целью настоящей работы является получение палеомагнитных ограничений на возраст кебектинской серии путем сопоставления палеомагнитных характеристик ее пород с имеющимися палеомагнитными данными по датированным позднедокембрийским объектам Сибирского кратона.

В пределах Угуйского грабена из разрезов кебектинской серии были отобраны палеомагнитные коллекции, представленные красноцветными терригенными породами, а также долеритами из крупного субвулканического тела (силл?), локализованного в СВ части грабена в базальных уровнях разреза (всего отобрано 190 образцов из 22 сайтов, представляющих три удаленных участка).

В породах выявлено присутствие трех компонент намагниченности – низкотемпературной (близкой к современному полю региона), среднетемпературной (близкой к направлению девонского перемагничивания, распространенного в породах позднего докембрия – палеозоя юга Сибири) и высокотемпературной характеристической компоненты.

Высокотемпературная компонента, разрушающаяся в интервале температур 650–700 °С, интерпретируется как первичная (т.е. образовавшаяся во время или вскоре после накопления пород), характеризуется низкими наклонениями и широким разбросом склонений. Виртуальные геомагнитные полюсы (VGP), рассчитанные по высокотемпературной компоненте, аппроксимируются дугой большого круга, при этом часть из них когерентна известным полюсам неопротерозоя (~740 млн лет) юга Сибири (интрузии нерсинского комплекса Присаянья **[2, 5]**). Соответственно, полюсы нерсинского комплекса также ложатся на круг, аппроксимирующий VGP кебектинской серии, при этом различие между близковозрастными «нерсинскими» полюсами составляет ~90° градусов. Направления, укладывающиеся в рассматриваемую систему и близкие к «нерсинскому» полюсу **[5]**, были получены ранее по пурпольской свите в разрезе оз. Ничатка **[4]**.

По нашему мнению, комплекс новых и опубликованных палеомагнитных данных может свидетельствовать в пользу близкого возраста отложений кебектинской серии, пурпольской свиты и интрузий нерсинского комплекса, т.е. соответствия их среднему неопротерозою. В этом случае гляциогенные конглобрекчии кебектинской серии логично сопоставить с глобаль-

ным оледенением Рэпитен (~720 млн лет), а силл Угуйского грабена, вулканиты медвежевской свиты Байкало-Патомского региона и нерсинские интрузии Присаянья – с Франклинским магматическим событием, отвечающим распаду суперконтинента Родиния. С другой стороны, отмеченные особенности палеомагнитной записи в неопротерозойских объектах Сибири недвусмысленно указывают на существенную специфику геомагнитного поля этого времени – по ряду причин фиксируемый характер распределения палеомагнитных направлений не может быть объяснен перемагничиванием или влиянием локальной тектоники, и этот феномен требует специальных исследований.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021), полевые исследования – за счет средств МОН РФ (договор № 14.Z50.31.0017).

[1] *Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба* 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист O-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

[2] *Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М.* Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присаянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 4. С. 398–413.

[3] *Самсонов А.В., Борисовский С.Е., Дубинина Е.О., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Кичигин С.Л., Лесняк В.В., Микляев В.И., Моралев Г.В.* Происхождение палеопротерозойских осадочных пород Угуйского грабена (Алданский щит): результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии (2–5 июня 2015 г., Санкт-Петербург). СПб.: Sprinter, 2015. – С. 256–258.

[4] *Шацилло А.В., Федюкин И.В.* Палеомагнитные свидетельства неопротерозойского возраста пурпольской свиты Байкало-Патомского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 248–249.

[5] *Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Murphy J.B., Tait J.A., Donskaya T.V., Konstantinov I.K.* Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography // Precambrian Research. 2013. V. 231. P. 372–382.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 296–297

ИКАТСКИЙ ТЕРРЕЙН: ПРОБЛЕМЫ СОСТАВА И ВОЗРАСТА СЛАГАЮЩИХ ТОЛЩ

С.И. Школьник[1], Л.З. Резницкий[1], И.Г. Бараш[1], М.Д. Буянтуев[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sink@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, modibu@gmail.com

Проблема выделения террейнов, установления их границ, составных частей и времени формирования остается актуальной до настоящего времени. Одним из таких блоков континентальной коры является Икатский террейн, природа и состав которого дискуссионны. Выделенный В.Г. Беличенко **[1]** из состава Баргузинского микроконтинента, он часто включается в структуру Удино-Витимской островодужной системы **[2]** или Баргузино-Витимского супертеррейна **[3]**. Авторы принимают точку зрения В.Г. Беличенко, согласно которой Икатский террейн занимает северо-восточную часть Байкальской горной области и контактирует, по достаточно условным границам, с Баргузинским, Хамардабанским, Еравнинским и Ольхонским террейнами ЦАСП. Стратифицированные толщи террейна разделены на несколько серий и свит, состоящих в значительной степени из карбонатных пород. В его строении выделяются Икатский, Курбинский и Селенгинский участки, которые рассматривались как структурно-формационные зоны и восстанавливались по фрагментам слагающих их отложений в обширном поле гранитоидов Ангаро-Витимского батолита **[1]**. Селенгинский участок, отличающийся от других более сложным строением и расположенный в пределах Морского хребта, сложен вулканогенно-осадочными отложениями итанцинской и бурлинской свит. Для итанцинской свиты типичны горизонты мономинеральных кварцевых песчаников, апатитсодержащих и марганцевых пород, высокографитистых сланцев, метаэффузивов основного состава **[4]**. Меньшим развитием пользуются биотитовые гнейсы и кварцитовидные песчаники. Время формирования метаэффузивов (метатолеитовых базальтов), а значит и возраст итанцинской свиты, оценивается по датировке считающихся комагматичными им пород Метешихинского массива (809.2±5.9 млн лет, $^{40}Ar/^{39}Ar$ метод, магматический паргасит **[5]**). Согласно перекрывающая итанцинскую бурлинская свита представлена карбонатными породами с кембрийской фауной и с горизонтами углисто-глинистых и фосфоритоносных пород.

Для установления источников поступления обломочного материала в бассейн седиментации, оценки возраста и условий формирования были проведены изотопно-геохимические, геохронологические и минералогические исследования отложений карбонатно-эффузивно-сланцевого комплекса итанцинской свиты Икатского террейна. Для изотопно-геохронологических исследований были отобраны пробы метаморфических пород из ксенолитов и провесов кровли, распространенных в пределах выходов итанцинской свиты. В бассейне р. Усутай пробы представлены амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами (проба ИТ-2 и ИТ-3), а в бассейне р. Бурля – кварцитовидными песчаниками (проба ИТ-4). Проведенные геохронологические исследования дали совершенно неожиданные результаты.

Конкордантные значения возраста цирконов из биотитовых гнейсов итанцинской свиты (проба ИТ-3) находятся в интервалах 651±11–693±8 млн лет (11 зерен) и 713±8–807±7 млн лет (23 зерна), с пиками 0.68 и 0.76 млрд лет. Древние цирконы образуют широкий непрерывный кластер без ярко выраженных пиков в диапазоне 2310–2670 млн лет (17 зерен). Из 105 проанализированных зерен цирконов пробы амфибол-биотитового гнейса (ИТ-2) 67 показали конкордантные значения, все из которых являются раннепалеопротерозойско-неоархейскими (2330–2720 млн лет). Наблюдаются три выраженных пика – 2.35, 2.45 и 2.61 млрд лет. Самые «молодые» значения возраста цирконов находятся в интервале 2330–2380 млн лет (9 значений). Исследованные детритовые цирконы из гнейсов (пробы ИТ-2 и ИТ-3), при отсутствии в одной из них популяции неопротерозойского возраста, имеют некоторые сходства, выражающиеся в проявленных в обеих породах источниках сноса раннепалеопротерозойско-неоархейского (2670–2312 млн лет) возраста.

Согласно Nd-изотопным данным **[2]**, в основании стратифицированных разрезов Баргузино-Витимского (Икатского) террейна находится древняя раннепротерозойская континентальная кора. Полученные данные по детритовым цирконам показали, что преобладающими источниками сноса являлись раннепалеопротерозойские (2.3–2.4 млрд лет) и неоархейские (2.5–2.7 млрд лет) породы. Сибирский кратон, с широким развитием в его пределах событий возрастного интервала 1.8–1.9 млрд лет и отсутствием раннепалеопротерозойских образований, как источник сноса рассматриваться не может. Полученные данные по источникам сноса совпадают с выводами Е.Ю. Рыцка **[2]** об изолированности палеоструктур Баргузино-Витимского (Икатского) террейна от Сибирского кратона.

Цирконы из пробы кварцитовидного песчаника, отобранного из достаточно мощной пачки (более 200 м), характеризуются совершенно иным распределением значений возраста. Конкордантный возраст изученных цирконов находится в интервалах 1400–1440 (3 зерна), 1700–1900 (12 зерен) и 2240–2550 (более 50 зерен) млн лет, с пиками 1.41, 1.82 и 2.45 млрд лет. Практически мономинеральные кварцитовидные песчаники были сформированы за счет континентальных источников сноса преимущественно кислого состава. Характерный дубль возраста 1800 и 2500 млн лет в породах фундамента Сибирской платформы и этот же временной интервал детритовых цирконов в исследованном кварцевом песчанике может указывать на то, что кратон являлся одним из вероятных источников сноса. Кварциты Черемшанского месторождения, расположенного в пределах выходов пород итанцинской свиты, рассматривались как образования древних кор выветривания **[6]**. Не исключено, что рассматриваемые кварцитовидные песчаники и кварциты Черемшанского месторождения были образованы за счет разрушения пород фундамента Сибирской платформы.

Вулканогенно-осадочные и осадочные отложения итанцинской свиты с приуроченными к ней проявлениями и месторождением марганца были сформированы, согласно данным по детритовым цирконам из пробы биотитового гнейса, не древнее 650 млн лет. Их формирование происходило пределах активной окраины древнего раннепалеопротерозойского континентального блока. Кварцитовидные песчаники, являющиеся продуктами переотложенной коры выветривания, отлагались за счет размыва пород древнего блока, вероятнее всего Сибирского кратона. Эта тектоническая пластина, так же как и базит-ультрабазитовые островодужные образования рифейского возраста **[5]**, формировалась значительно раньше отложений итанцинской свиты. Исходя из результатов, полученных по возрасту цирконов из метатерригенных пород, и используя данные предшественников **[2, 4]**, можно утверждать, что современная структура Селенгинского участка Икатского террейна представлена тектонически совмещенными, отличающимися по времени становления и геодинамической природе блоками.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 16-17-10180).

[1] *Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.* Баргузинский микроконтинент: к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1049–1059.

[2] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

[3] *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

[4] *Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г.* Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерагения // Геология и геофизика. 1989. Т. 30, № 5. С. 50–59.

[5] *Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Гордиенко И.В. и др.* Рифейский островодужный Метешихинский перидотит-габбровый массив (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1549–1571.

[6] *Семейкин И.Н., Аюржанаева Д.Ц.* Кварциты Черемшанского месторождения – продукт переотложенной коры химического выветривания // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2014. № 6. С. 57–67.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 298–299

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ МЕГАКРИСТОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ МОНГОЛИИ

Л.В. Шпакович[1, 2], В.М. Саватенков[1, 2], В.В. Ярмолюк[3], А.М. Козловский[3]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, lydia.shpakovich@gmail.com
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru

В базальтах, являющихся продуктами внутриплитной магматической активизации, часто присутствуют ксенолиты мантийных пород, несущие информацию о вещественном составе литосферной мантии, а также условиях протекания эндогенных процессов на различных глубинах континентальной литосферы. В ассоциацию мантийных ксенолитов, присутствующих в базальтах, наряду с лерцолитами, также входят фрагменты мегакристаллических пород и отдельных мегакристаллов, которые рассматриваются разными исследователями как продукты метасоматических процессов, протекающих в мантии на различных глубинах **[1]**. Наиболее полно охарактеризованы мантийные мегакристаллические образования, встречающиеся в базальтах Витимской вулканической области (ВВО) **[1]**.

В настоящей работе представлены новые данные химического и изотопного состава ксенолитов мегакристаллов клинопироксена, граната и полевого шпата, встречающихся в кайнозойских базальтах Южно-Хангайской вулканической области (ЮХВО). Образцы мегакристаллов были отобраны из трех вулканических комплексов: плейстоценового вулкана Шаврын-Царам, расположенного в пределах Тарятского грабена, и ранне- и среднемиоценовых вулканических комплексов Тэвш-Ула и Тацингольского, расположенных в долине Озер на южной окраине Хангайского горного массива.

Мегакристы клинопироксена однородны, по составу отвечают диопсид-авгиту, причем в мегакристах Долины Озёр больше диопсидовой составляющей. #Mg варьируется в пределах 0.507–0.911. Содержание Na_2O варьируется в интервале 0.60–3.29 вес. %, TiO_2 – 0.73–2.02 вес. %; содержание MnO не превышает 0.30 вес. %. В пределах мегакристаллов клинопироксена встречаются включения шпинели, титаномагнетита, а также сульфидов, в том числе и медьсодержащих. Мегакристы клинопироксена, отобранные из различных комплексов, характеризуются составом РЗЭ, сходным с относительным обогащением в области средних РЗЭ, и в целом более высоким содержанием редких элементов по сравнению с клинопироксенами из лерцолитов.

Для граната Тарятского грабена характерно высокое содержание пироповой составляющей (55–60 %). Содержание TiO_2 варьируется в интервале 0.48–0.67 вес. %, MnO 0.23–0.35 вес. %. Мегакристы граната обогащены тяжелыми РЗЭ и также характеризуются более высоким содержанием редких элементов по сравнению с гранатами из мантийных перидотитов.

Мегакристаллы полевого шпата не содержат включений и по составу отвечают ортоклазу-анортоклазу с содержанием K_2O от 3.69 до 11.61 вес. %. Полевые шпаты характеризуются повышенным содержанием Sr и Ba (1625–3217 и 332–2219 мкг/г соответственно), низким содержанием РЗЭ с явно выраженной положительной Eu аномалией.

Мегакристы клинопироксена из различных вулканических комплексов имеют сходный изотопный состав Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.704653–0.704816) и Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$=0.5125520–0.512609), который существенно отклоняется от поля составов деплетированной мантии и попадает в поле базальтов ЮХВО **[2]**. Однако для мегакриста из вулканического комплекса Тэвш-Ула (Долина Озер) отмечается заметное отличие изотопных характеристик Sr и Nd от изотопных характеристик вмещающих их базальтов. Мегакристы К-полевого шпата имеют изотопные характеристики Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.704684), близкие к характеристикам Sr в мегакристах клинопироксенов.

Мономинеральный состав мегакристов не позволяет сделать прямую оценку условий их кристаллизации, поэтому проведено сравнение вещественных характеристик мегакристов с пи-

роксенами из ассоциирующих с ними ксенолитов лерцолитов и ипроксенитов, а также с характеристиками минералов, равновесных с расплавами, образующимися при плавлении перидотитов и пироксенитов при различных условиях в ходе лабораторных экспериментов **[3–5]**. Изучаемые мегакристы клинопироксена и граната по своему составу близки к составу пироксенов и гранатов из кремненасыщенных пироксенитов **[5]**. Это дает основание полагать, что субстратом для формирования мегакристов послужил расплав, образовавшийся при плавлении эклогитов.

Форма спектра РЗЭ в исследуемых мегакристах клинопироксена указывает на то, что клинопироксены кристаллизовались из расплава, равновесного с гранатом. Модельный расчет состава РЗЭ в расплаве, исходном для мегакристов граната и клинопироксена, выполненный на основании состава РЗЭ в исследуемых минералах, а также коэффициентов распределения РЗЭ минерал-расплав **[6]**, свидетельствует о том, что мегакристы граната и клинопироксена кристаллизовались из расплавов, имеющих сходный состав редких элементов. При этом родоначальные расплавы обогащены легкими РЗЭ относительно вмещающих базальтов, что позволяет исключить кристаллизацию мегакристов непосредственно из базальтовых расплавов или при их участии. Формирование мегакристов предшествовало развитию базальтового магматизма в пределах ЮХВО.

Изотопные характеристики Nd и Sr в мантийных мегакристах ЮХВО указывают на большую степень участия обогащенного компонента в их образовании по сравнению с мегакристаллическими породами ВВО **[1]**. Кроме того, особенности химического состава мегакристов клинопироксена и граната из ЮХВО, наличие включений медьсодержащих сульфидов также свидетельствуют о большей роли эклогитового вещества в их образовании.

Особенности вещественного состава мантийных мегакристов из различных вулканических областей отражают структурную и вещественную неоднородность континентальной литосферной мантии Центрально-Азиатского региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00412).

[1] *Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A.* Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrate-basalts (Russia): polybaric fractionation of rising melts in the mantle // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 14–37.

[2] *Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.* Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2010. Т. 18, № 3. С. 297–327.

[3] *Walter M.J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 29–60.

[4] *Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J.* High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 216. P. 603–617.

[5] *Pertermann M., Hirschmann M.M.* Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major elements at 2-3 GPa // Journal of Petrology. 2003. V. 44. P. 2173–2201.

[6] *Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J.* Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. P. 3109–3123.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2017. Выпуск 15. С. 300–301

ПРЯМЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЕ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА БЕЛЫЙ ЯР-1

А.А. Щетников[1, 2], А.Ю. Казанский[3], И.А. Филинов[1, 2], Г.Г. Матасова[4], Е.В. Кербер[2], В.В. Чегис[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, kerber62@mail.ru
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, kazansky_alex@mail.ru
[4] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru

Для позднего неоплейстоцена и голоцена реконструкция последовательности вулканических событий затруднительна из-за отсутствия высокоточных методов датирования молодых вулканических комплексов. На примере четвертичных отложений Тункинской впадины нами был предложен и успешно реализован новый подход к оценке возраста и восстановлению последовательности событий неоплейстоцен-голоценового вулканического этапа на основе комплекса петромагнитных и гранулометрических исследований субаэральных отложений **[1]**. Для проверки работоспособности данного подхода мы провели петромагнитные и гранулометрические исследования субаэральных отложений разреза Белый Яр-1 в Тункинской впадине с последующим минералогическим анализом перспективных горизонтов, выделенных по комплексу данных для поиска частиц микротефры. Разрез Белый Яр-1 (51º43'21" с.ш., 102º40'21" в.д.) мощностью ~27 м представляет собой наиболее полную последовательность субаэральных отложений Тункинской впадины для последних 40000 лет, датированную радиоуглеродным методом **[2]**. Отбор петромагнитных образцов выполнен до глубины 26 м через 5–10 см, всего коллекция составила 187 образцов. Образцы для гранулометрических исследований отбирались через 10–20 см до глубины 26 м (всего 133 образца).

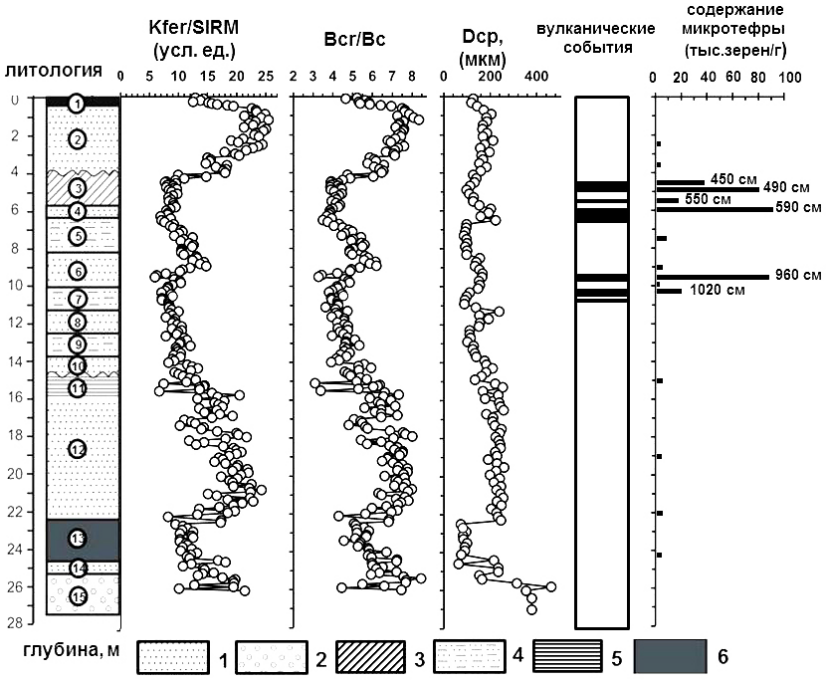


Рис. 1. Геологическое строение (цифры в кружках – номера слоев по [3]), эффективный размер магнитного зерна (kfer/SIRM), доменное состояние (Bcr/Bc), средний размер осадочных зерен по данным гранулометрии (Dcp), предполагаемые вулканические события по комплексу петромагнитных и гранулометрических данных и содержание зерен микротефры в отложениях разреза Белый Яр-1. *1* – пески и пескоалевриты эоловые; *2* – пески русловые; *3* – алевропески делювиальные; *4* – алевропески; *5* – переслаивание песков и алевропесков; *6* – почвы, современная и ископаемая.

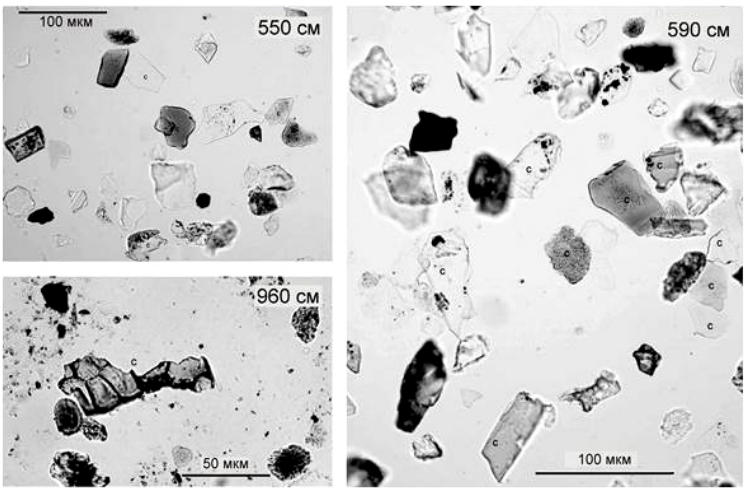


Рис. 2. Фотографии смер-слайдов, подготовленных из отложений тефросодержащих горизонтов разреза Белый Яр-1. Частицы вулканического стекла обозначены буквой «с».

Таким образом, присутствие вулканического материала в субаэральных осадках разреза Белый Яр-1 по петромагнитным и гранулометрическим данным наиболее вероятно определяют следующие признаки:

– снижение эффективного размера магнитного зерна (параметр kfer/Jrs);

– псевдооднодоменное (Bcr/Bc<4) магнитное состояние частиц;

– обратная корреляция между эффективным размером магнитного зерна и средним размером зерна по данным гранулометрии.

Изменение перечисленных параметров по разрезу и интервалы предполагаемых вулканических событий представлены на рис. 1.

Минералогический анализ отложений разреза показал присутствие частиц микротефры в интервалах 410–730 см и 910–1100 см (рис. 2) и ее практическое отсутствие в других горизонтах. При этом концентрация частиц вулканического стекла в тефросодержащих горизонтах достигает 90 тыс. зерен/г. Распределение содержания частиц микротефры по разрезу показано на рис. 1 (цифры у колонок – глубина горизонтов в сантиметрах). Очевидно, что стратиграфические интервалы вулканических событий, выделенные по комплексу петромагнитных и гранулометрических данных, полностью совпадают с горизонтами повышенных содержаний микротефры, что является прямым доказательством справедливости предложенного нами подхода и достоверности полученных результатов.

Все вышесказанное позволяет утверждать, что в разрезе Белый Яр выделяются два вулканических этапа, состоящие из нескольких мелких событий. В соответствии с радиоуглеродными датами **[2]** возраст этих вулканических этапов в Тункинской впадине находится пределах 26250–18405 лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 15-05-01811, 15-35-20293, 16-05-00586).

[1] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А., Чегис В.В.* Диагностика вулканических событий в четвертичных отложениях Байкальской рифтовой зоны по петромагнитным данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. С. 88–91.

[2] *Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N.* Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 46. P. 195–208.

[3] *Чегис В.В., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А.* Детальное расчленение разреза Белый Яр (Тункинское Пприбайкалье) 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: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 253–255.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 302–303

ЭВОЛЮЦИЯ K/AR ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ФЛОГОПИТА ИЗ ГЛУБИННОГО КСЕНОЛИТА КИМБЕРЛИТА: ЭКСПЕРИМЕНТ, ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Д.С. Юдин[1, 2], Н.Г. Мурзинцев[1], С.А. Новикова[1], А.В. Травин[1, 2], Е.И. Жимулев[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, yudin@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, yudin@igm.nsc.ru

Получаемый при $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследовании возраст флогопитов из глубинных ксенолитов кимберлитовых трубок значительно древнее времени внедрения этих трубок **[1, 2]**. Предлагаемый в настоящей работе подход нацелен на исследование подвижности изотопов аргона во флогопите, находящихся в условиях высоких температур и давлений, на основе проведения высокобарических лабораторных экспериментов. Авторы предполагают, что полученные данные позволят лучше понять, что происходит с K/Ar изотопной системой минералов в условиях больших глубин (нижняя кора, мантия), в том числе при транспортировке ксенолитов в кимберлитовом расплаве.

Для оценки степени влияния давления на механизм диффузии аргона в структуре флогопита нами проведены лабораторные эксперименты с использованием многопуансонных аппаратов высокого давления типа «разрезная сфера» (БАРС-300). В экспериментах в качестве исходного материала использовались два разновозрастных флогопита с интегральным возрастом 8.5±0.8 млн лет для флогопита из пород месторождения Кухи-Лал (Таджикистан, ЮЗ Памир) и 1872±13 млн лет для флогопита из магнезиальных скарнов Алданского щита. Параметры высокобарических лабораторных экспериментов были подобраны исходя из P–T оценок, соответствующих условиям формирования мантийных пород, вынесенных в виде ксенолитов расплавами кимберлитовых трубок Удачная-Восточная и Мир **[1]**.

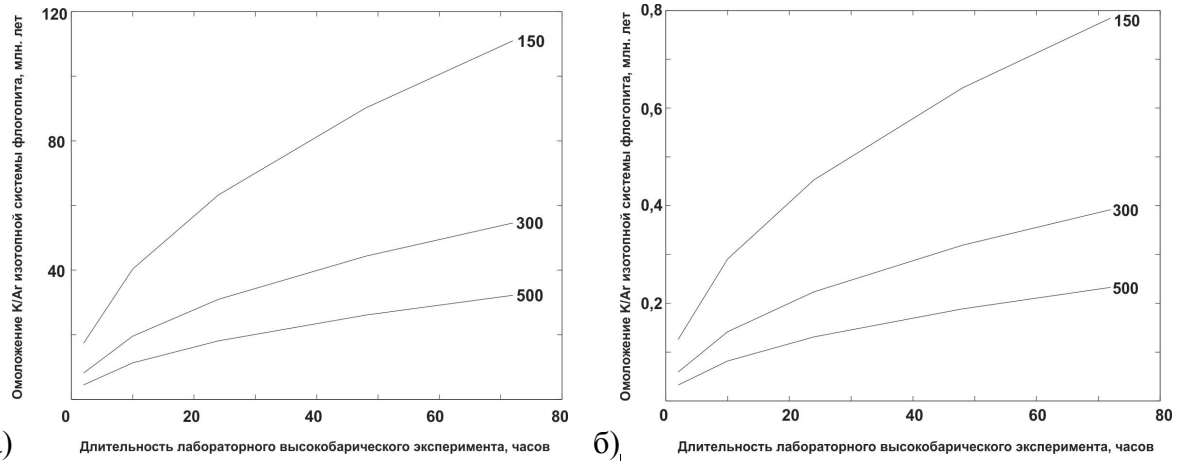
Было проведено семь высокобарических лабораторных экспериментов: 650 ºС, 30 кбар, 2 часа; 700 ºС, 30 кбар, 2 часа; 750 ºС, 30 кбар, 2 часа; 800 ºС, 30 кбар, 2 часа; 850 ºС, 30 кбар, 2 часа; 900 ºС, 30 кбар, 2 часа; 1000 ºС, 30 кбар, 2 часа.

После высокотемпературного и высокобарического прогрева чешуйки флогопита макроскопически не изменились. SEM-наблюдения также свидетельствуют, что флогопиты не плавились, не претерпевали твердофазовых превращений или перекристаллизации. Состав флогопитов, прогретых при высоких температурах и давлениях, практически идентичен составу исходных слюд. В частности, не зафиксировано значимых различий в суммах компонентов микрозондовых анализов прогретых и исходных слюд.

Дифракционные спектры и параметры ячейки флогопитов, прогретых при высоких давлениях, идентичны дифракционным спектрам и параметрам ячейки исходных слюд. Это позволяет утверждать, что в ходе прогрева значимых преобразований структуры флогопитов не произошло.

Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования образцов флогопитов из магнезиальных скарнов Алданского щита и месторождения Кухи-Лал (Таджикистан, ЮЗ Памир) до и после лабораторных высокобарических экспериментов не показали существенного изменения изотопного состава аргона в пределах точности измерения, что не противоречит предположению о том, что внутри зерна подвижность аргона описывается законом объемной термически активируемой диффузии. Если предположить, что подвижность аргона в условиях высоких давлений описывается как объемная термически активируемая диффузия, то, промоделировав эксперимент, численно можно предположить значимое изменение концентрации ^{40}Ar в структуре флогопита во время высокобарического нагрева при длительности эксперимента от двух суток и более (рисунок).

Для описания эволюции K/Ar изотопной системы флогопита предложено три основных этапа эволюции:



Результат численного моделирования условий лабораторного эксперимента (для диффузионного домена 150 мкм, 300 мкм и 500 мкм). График зависимости омоложения K/Ar изотопной системы флогопита от длительности лабораторного эксперимента (P=30 кбар; T=1000 °C): *а* – исходный возраст флогопита 1872 млн лет, *б* – исходный возраст флогопита 8.5 млн лет.

1. После образования флогопита в условиях высокого давления и высокой температуры начинается накопление радиогенного ^{40}Ar. Радиогенный ^{40}Ar равномерно распределяется в зерне флогопита и в объеме межзернового пространства. Этот этап описывается законом радиоактивного распада с поправкой на соотношение объемов флогопита и межзернового пространства.

2. Второй этап связан с разрушением глубинной породы, содержащей флогопит, кимберлитовым расплавом и подъемом ксенолита к поверхности. Во время перемещения ксенолита к поверхности происходит частичная потеря радиогенного ^{40}Ar во флогопите и полная потеря радиогенного ^{40}Ar, накопленного в объеме межзернового пространства.

3. После выноса ксенолита глубинной породы кимберлитовым расплавом к поверхности Земли происходит быстрое остывание (в геологическом масштабе времени) кимберлита. K/Ar изотопная система флогопита начинает снова накапливать радиогенный ^{40}Ar. Этот этап описывается законом радиоактивного распада ^{40}K в ^{40}Ar.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0013) и при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ).

[1] *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.

[2] *Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третяченко В.В., Травин А.В., Каргин А.В., Юдин Д.С.* Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, ^{40}Ar/^{39}Ar изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24, № 6. С. 607–639.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2017. Выпуск 15. С. 304–306

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ХАНГАЙСКОЙ ГРУППЫ ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛИИ)

В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru

Рассмотрены черты сходства и различия в строении наиболее крупных неопротерозойских террейнов, участвующих в структуре центрального сегмента ЦАСП: Байкало-Муйского, Тувино-Монгольского, Хангайской группы, включающей Дзабханский и Сонгино-Тарбагатайский террейны. В основу исследования положены данные, полученные на примере Хангайской группы террейнов и определяющие закономерности формирования докембрийских комплексов до их вхождения в структуры ЦАСП.

В Хангайской группе террейнов выделяются Байдарикский, Тарбагатайский и Сонгинский блоки, строение которых определяют как палеопротерозойские **[1]**, так и в значительной степени неопротерозойские структуры **[2].** Выявлены основные рубежи в истории становления этих блоков, и определен характер геологических процессов, протекавших на разных этапах их развития **[3]**. На примере Холбонурской зоны Сонгинского блока показано, что ее формирование было сопряжено с ранненеопротерозойским ювенильным корообразованием **[2]**. Оно происходило во внутриокеанических условиях в обстановках океанических островов, срединно-океанических хребтов и внутриокеанических островных дуг, отделенных от областей развития более древней коры Баяннурским турбидитовым бассейном **[2]**. Определены возрастные рубежи формирования основных магматических комплексов островной дуги. Ее развитие продолжалось, по крайней мере, в интервале 888–859 млн лет назад, что зафиксировано как данными по вулканическим породам, так и материалами по сопряженным с ними гранитоидам **[2]**.

Проведено сопоставление структур Сонгинского и Тарбагатайского блоков, позволившее выявить общие рубежи в их геологическом развитии (таблица). Прежде всего, это общее время аккреции (~800 млн лет назад), а также сходство составов участвующих в их строении магматических пород **[2]**. Завершение ранненеопротерозойского этапа развития этих структур протекало в обстановке островной дуги или активной окраины. Сформированные в это время магматические комплексы отвечают близким по изотопным характеристикам источникам магматизма. Выявленное сходство позволило объединить структуры Сонгинского и Тарбагатайского блоков в единый Сонгино-Тарбагатайский террейн, который был сформирован в результате ранненеопротерозойской (802±6 млн лет назад **[2]**) аккреции островных, спрединговых, островодужных и турбидитовых комплексов океанической плиты к жесткому континентальному массиву. Его фрагмент представлен раннепротерозойским Идерским выступом Тарбагатайского блока **[4]**. Вхождение Дзабханского террейна в общую агломерацию террейнов произошло позже, в интервале времени между образованием вулканитов и гранитоидов дзабханской серии (770–755 млн лет **[5]**), не известных в строении Сонгин-Тарбагатайского террейна, и формированием цаганоломского карбонатного чехла (630 млн лет **[6]**), перекрывающего структуры как Дзабханского, так и Сонгин-Тарбагатайского террейна.

Сопоставление Хангайской группы террейнов с Байкало-Муйским и Тувино-Монгольским микроконтинентами показало общую для них аккреционную природу и обязательное участие в их строении палеопротерозойских блоков **[2].** В истории формирования террейнов четко различаются два цикла тектогенеза – ранненеопротерозойский (~1000–750±20 млн лет) и поздненеопротерозойский (700–600 млн лет). При этом новообразованные аккреционные комплексы представляют продукты ювенильного корообразования разной геодинамической природы, отвечая фрагментам океанических островов, срединно-океанических хребтов, островных дуг,

Схема корреляции основных этапов развития крупнейших докембрийских террейнов центрального сегмента ЦАСП

Эпохи тектогенеза (корообразования)	Террейны Стадии корообразования (значения возраста в млн. лет) и характерные комплексы пород			
	Сонгино-Тарбагатайский	**Дзабханский**	**Тувино-Монгольский**	**Байкало-Муйский**
Палеопротеро-зойский	Гнейсо-граниты Идерского комплекса **2219** анортозиты Хунжилингольского массива **1784**	Гнейсо-граниты комплексов: Байдарагинского **2650** Бумбугерского **2364** Биотитовые граниты **2308** Гранатовые гранодиориты **1854** Субщелочные граниты **1825** анортозиты Олон-Худукского массива **1650**	Тоналиты Гарганского выступа **2727** Гранитогнейсы **2611**	Анамакит-Муйская зона – гранитоиды с изотопными характеристиками: $T_{Nd}(DM)$ = ***2.1 – 2.9 млрд лет***
Ранненеопроте-розойский (ранне-байкальский)	***Океаническая стадия*** Комплексы базитов типа OIB, E-MORB, N-MORB. Островодужный комплекс: - вулканиты **888** - гранитоиды **860-856** гнейсограниты **809**	***Режим пассивной окраины*** ульзийтгольский черносланцево-терригенный комплекс **840 – 700** ε_{Nd}***(800) = - 5,3 - - 16;*** $T_{Nd}(DM\text{-}2)$ = ***1850 - 2700***:	***Океаническая стадия:*** Дунжугурский офиолитовый комплекс **1000 - 840**	***Океаническая стадия:*** Комплексы с характеристиками E-MORB, N-MORB, IAB **1000 - 800** Высоко-Ti габброиды, габбро-гранитные массивы, базальт-риолитовые вулканические комплексы **835 – 817**
	Аккреционная стадия Гнейсограниты **802 - 797**	***Внутриплитная активизация (рифтогенез):*** дзабханская серия риолиты А-типа **773** Щелочные граниты **755** ε_{Nd}***(780) = - 4.5 - - 15;*** $T_{Nd}(DM\text{-}2)$ = ***1850 - 2700***: улзийтгольский дайковый пояс высоко-Ti габбро **>700**	***Аккреционная стадия*** **~ 810**	***Аккреционная стадия:*** гнейсо-гранитные комплексы **800-750**
	Постаккреционная стадия Граниты **790** Расслоенные массивы пород E-MORB-типа **783** габбро-диориты **783** граниты А типа **779 - 774**		***Постаккреционная стадия:*** граниты Сумсунурского комплекса **785** Сархойский вулканический комплекс **782**	***Постаккреционная стадия*** Пироксенит-габбро-норитовые и габбро-анортозитовые массивы **780 – 720**
Поздненеопро-терозойский (поздне байкальский)	***Стадия дивергентной границы:*** Гранитоиды А-типа **717**	***Океаническая стадия*** Офиолиты и островодужные комплексы Баян-Хонгорской зоны **670-630** $\varepsilon_{Nd}T$ ***от +9 до +11***	***Океаническая стадия*** Офиолиты Шишхидской островной дуги **<800**	***Океаническая стадия*** Вулканические комплексы с ювенильными характеристиками $\varepsilon_{Nd}(T)$ ***+6.5 - +8.2*** **700 – 665** габбро-пироксениты **650 - 604**

Жирными цифрами указаны значения возраста пород в млн лет, жирными курсивными цифрами – то же для Nd-модельных изотопных возрастов.

турбидитовых бассейнов, пассивных окраин **[7–9]**. Согласно данным Nd-изотопных исследований, в процессах корообразования наряду с ювенильной (рифейской) участвовала также раннедокембрийская кора, но только как один из источников, чаще всего представлявший отдаленные области размыва, но не субстрат ремобилизации **[3, 7–9]**. Корреляция основных этапов формирования террейнов показывает, что процесс аккреции, приведший к формированию ранненеопротерозойских структур, протекал практически одновременно во всех террейнах, независимо от различий их строения и состава.

На основе анализа данных о строении и истории формирования крупнейших докембрийских террейнов ЦАСП предложена модель, в соответствии с которой их развитие началось с процессов ранненеопротерозойской аккреции к суперконтиненту Родиния. Последовавшее в конце раннего неопротерозоя дробление последнего над мантийным суперплюмом затронуло также новообразованную складчатую область. Это привело к образованию террейнов, включавших как фрагменты палеопротерозойского кратона, так и собственно ранненеопротерозойские структуры. Последующее объединение этих осколков докембрийской коры в составные террейны, по-видимому, происходило в конце раннебайкальской фазы тектогенеза.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект №16-17-10186).

[1] *Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Фугзан М.М., Лебедев В.И., Эрдэнэжаргал Ч.* Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 3. С. 3–12.

[2] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И.* Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25, № 4. С. 362–394.

[3] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: 1. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 227–246.

[4] *Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г.* Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 445–464.

[5] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Терентьева Л.Б., Яковлева С.З.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2008. Т. 420, № 3. С. 375–381.

[6] *Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М.* U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 6. С. 28–40.

[7] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры восточно-забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

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

[9] *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О., Антипин В.С., Кован В.П., Котов А.Б., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю.* Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 55–76.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абилдаева М.А. 21
Аило Ю. 210
Андреев А.А. 229
Анисимов А.Ю. 11
Анисимова С.А. 11
Аржанников С.Г. 81, 99
Аржанникова А.В. 81, 99
Ариунчимэг Я. 59
Артемова Е.В. 135
Афиногенова Н.А. 42
Аюржанаева Д.Ц. 13
Базарова Е.П. 233
Бакеев Р.А. 165
Баранов В.В. 68
Бараш И.Г. 296
Батульзий Д. 205
Белоусова Е.А. 149, 216, 226
Беляев В.А. 62, 186
Бисеркин И.А. 278
Бобровская О.В. 16
Богданов Е.А. 104, 183
Богомолов Е.С. 229
Будаев Р.Ц. 131
Бурдуковский В.В. 286
Бурмакина Г.Н. 286, 290
Буслов М.М. 18, 21, 159
Бучко И.В. 213
Буянтуев М.Д. 197, 286, 296
Ван К-Л. 117
Ванин В.А. 24
Вахромеев А.Г. 26, 269
Веливецкая Т.А. 46
Великославинский С.Д. 124, 229
Вельдемар А.А. 30
Верещагин О.С. 33
Вержбицкий В.Е. 288
Верниковская А.Е. 183
Ветлужских Л.И. 36, 59
Вилор Н.В. 38
Вишневская И.А. 169
Владимиров А.Г. 189
Владимиров В.Г. 86
Вовна Г.М. 30
Водовозов В.Ю. 42
Волкова Н.И. 189, 249
Воронцов А.А. 44, 133
Высоцкий С.В. 46
Гибшер А.С. 49, 52
Гладков А.С. 172
Гладкочуб Д.П. 24, 54, 88, 124, 172, 197, 276
Гонегер Т.А. 57
Гордиенко И.В. 59
Горлов И.В. 26
Горнова М.А. 62, 186
Горохов И.М. 64
Гороховский Б.М. 124, 145
Гошко Е.Ю. 66
Гриненко В.С. 68
Гурова А.В. 283
Гусев А.И. 71
Гусев Г.С. 101
Гусев Н.И. 73, 76
Давыденко Ю.А. 38
Данилов Б.С. 233
Данилова Ю.В. 233
Данукалова М.К. 79, 156
Дегтярев К.Е. 117
Демонтерова Е.И. 81, 99, 205
Демьянович В.М. 109, 119, 122
Денишин С. 88
Добрынина А.А. 83
Докукин П.А. 86
Докукина К.А. 86
Донская Т.В. 24, 54, 88, 145, 197, 276
Доронина Н.А. 57
Дриль С.И. 62, 90
Дубинина Е.О. 64
Дюфрейн С.Э. 179
Елбаев А.Л. 59
Ершова В.Б. 33
Ефремов С.В. 92
Жабин В.В. 95
Жимулев Е.И. 302
Жоао Ф. 172
Загорная Н.Ю. 124
Заика В.А. 97
Застрожнов Д.А. 288
Зверев А.Р. 42
Зуев Ф.Л. 109
Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 81, 99, 205
Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 169
Игнатьев А.В. 46
Изох А.Э. 283
Имаев В.С. 101
Имаева Л.П. 101
Кадильников П.И. 104, 183
Казакова Г.Г. 112
Казанский А.Ю. 107, 300
Какоурова А.А. 109, 122
Калинин М.А. 112
Каменецкая М.Б. 99
Каменецкий В.С. 99
Канарейкин Б.А. 114
Каныгина Н.А. 117, 169
Каримов А.А. 186
Карпенко М.А. 172
Карякин Ю.В. 243
Кербер Е.В. 107, 300
Киселева В.Ю. 219
Ключевская А.А. 119
Ключевский А.В. 109, 119, 122
Ковач В.П. 117, 124, 145
Кожевников В.М. 241
Козловский А.М. 126, 231, 298, 304
Козьмин Б.М. 101
Коломиец В.Л. 128, 131
Колотилина Т.Б. 189
Комарицына Т.Ю. 133
Константинов И.К. 135
Константинов К.М. 135
Константинова Г.В. 64
Корольков А.Т. 138
Костровицкий С.И. 142
Котляров А.В. 243, 246, 249
Котов А.Б. 124, 145, 276
Кочнев Б.Б. 147, 181
Кошкарев Д.А. 172
Кравченко Е.А. 114
Крук М.Н. 52
Кузнецов А.Б. 64, 147, 252
Кузнецов М.В. 231
Кузнецов Н.Б. 149, 153, 216, 223, 226
Кузьмин М.И. 90
Кузьмичев А.Б. 79, 156
Куликова А.В. 18, 159, 249
Лаврентчук А.В. 254, 276
Латышева И.В. 294
Лебедева Ю.М. 229
Леви К.Г. 162
Левицкий В.И. 46
Левицкий И.В. 46
Леонов М.Г. 165
Летникова Е.Ф. 169
Липенков Г.В. 64
Лиханов И.И. 199
Лопатин Д.В. 145
Лунина О.В. 172
Мазукабзов А.М. 54, 88, 174, 176, 276
Малышев С.В. 179, 288
Марусин В.В. 181
Матасова Г.Г. 107, 300
Матушкин Н.Ю. 183
Медведев А.Я. 90, 186
Мельникова В.И. 101
Меффра С. 99
Мехоношин А.С. 46, 189
Минина О.Р. 13, 36, 59
Миронов Ю.Б. 191
Мирошниченко А.И. 162
Мисюркеева Н.В. 26
Михеева Е.А. 81, 99
Мокрушников В.П. 52
Монгуш А.А. 194
Мордвинова В.В. 210
Морозов Ю.А. 165
Мосягин Е.В. 66
Мотова З.Л. 88, 197
Мурзинцев Н.Г. 302
Николенко Е.И. 52
Новикова С.А. 302
Ножкин А.Д. 199
Овчинников Р.О. 202
Одгэрэл Д. 59, 205
Парфеевец А.В. 237
Пасенко А.М. 179
Перепелов А.Б. 62, 205
Пиманова Н.Н. 278
Писаревский С.А. 54, 88
Плоткина Ю.В. 124, 145
Подковыров В.Н. 124
Покровский Б.Г. 147
Поспеев А.В. 26
Пржиялговский Е.С. 165
Прокопьев А.В. 33
Пушкарев Е.В. 207, 254
Рассказов С.В. 210
Резницкий Л.З. 296
Родионов А.А. 213
Романов М.И. 104
Романюк Т.В. 149, 216, 226
Рубанова Е.С. 21
Руднев С.Н. 219
Рудько Д.В. 153, 223, 294
Рудько С.В. 149, 153, 223, 226
Ружич В.В. 235
Рыцк Е.Ю. 229
Саватенков В.М. 126, 231, 298
Савельева В.Б. 233, 235
Сальников А.С. 66, 114
Сальникова Е.Б. 126
Саньков В.А. 83, 237
Сафонова И.Ю. 246
Середкина А.И. 239, 241
Серов П.А. 219
Симонов В.А. 243, 246, 249
Ситкина Д.Р. 147, 252
Скляров Е.В. 145, 172, 254, 276
Сковитина Т.М. 145
Смекалин О.П. 101
Смирнов А.С. 26
Смирнов М.Ю. 66
Смирнова З.Б. 147, 252
Советов Ю.К. 104, 258, 261, 264

Соловей О.А. 241
Соловецкая Л.В. 261, 264, 267
Солошенко Н.Г. 169
Сорокин А.А. 97, 202
Станевич А.М. 26, 269
Старикова А.Е. 254, 276
Степанов К.М. 254
Стефанов Ю.П. 165
Суфиев А.А. 76
Сухоруков В.П. 274
Тарасюк А.С. 44
Татурова А.А. 165
Тверитинова Т.Ю. 271
Титаренко В.В. 114
Толмачева Е.В. 124, 145, 229
Томуртогоо О. 59
Травин А.В. 21, 126, 159, 264, 302
Третьяков А.А. 117
Туркина О.М. 274
Тучкова М.И. 288
Удоратина О.В. 290
Федоровский В.С. 174, 176, 276
Федюкин И.В. 294
Филинов И.А. 107, 300
Хераскова Т.Н. 278
Хертек А.К. 281
Хофманн М. 264
Хромых С.В. 283
Хубанов В.Б. 197, 286, 290
Худолей А.К. 16, 33, 112, 179, 288
Хузин М.З. 135
Цельмович В.А. 42
Цыганков А.А. 286, 290
Цыпукова С.С. 205
Чегис В.В. 300
Чечельницкий В.В. 83
Чувашова И.С. 210
Шацилло А.В. 153, 223, 293, 294
Шемин Г.Г. 26
Шкиря М.С. 38
Школьник С.И. 296
Шнейдер Г.В. 33
Шпакович Л.В. 231, 298
Шутов Г.Я. 26
Щербаков Ю.Д. 205
Щетников А.А. 107, 300
Эрнст Р.Е. 54
Юдин Д.С. 302
Юон Е.М. 278
Яковлев А.А. 135
Ярмолюк В.В. 126, 133, 231, 298, 304
Ясныгина Т.А. 210
Gillespie J. 16
Glorie S. 16
Jepson G. 16
O'Sullivan P.B. 288