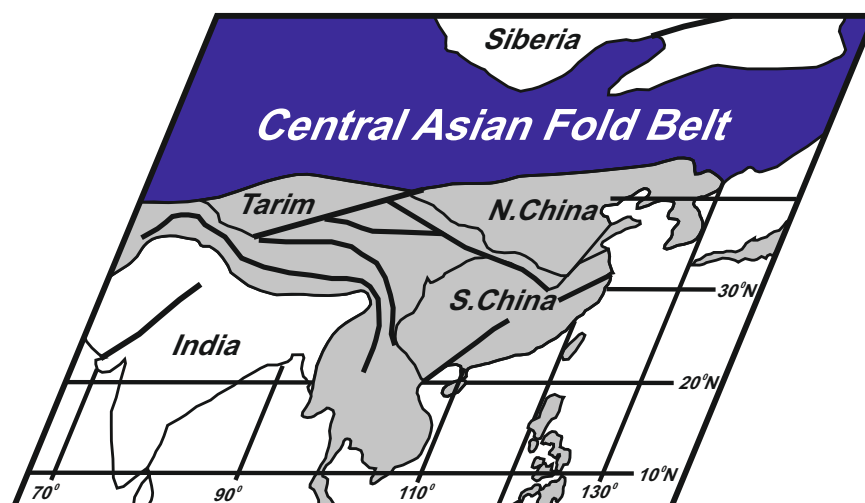




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА ↘
К КОНТИНЕНТУ



Материалы совещания

ВЫПУСК 19

ИРКУТСК
2021

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

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

Материалы научного совещания

(19–22 октября 2021 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

ИРКУТСК
2021

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. 19. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. – 264 с.

В сборнике представлены труды девятнадцатого 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 орогенные процессы 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. Складов (ответственный редактор)

Заместитель председателя Оргкомитета, председатель программного комитета

чл.-корр. РАН Д.П. Гладкочуб

Ученые секретари совещания

д.г.-м.н. Т.В. Донская,

к.г.-м.н. З.Л. Мотова

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ УРЛУКСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА</i> Р.А. Бадмацыренова	10
<i>МИНЕТТА – НОВЫЙ ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ГРУППЫ ЛАМПРОФИРОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОГО КРАТОНА)</i> Е.П. Базарова, В.Б. Савельева	11
<i>СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОТУКДАШСКОЙ СВИТЫ СИСТИГХЕМСКОГО ПРОГИБА (РЕСПУБЛИКА ТУВА)</i> Е.А. Бродникова, Е.Ф. Летникова	14
<i>МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА: ЭФФЕКТ ДАЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ</i> М.М. Буслов	16
<i>ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЛОКАЛИЗАЦИЯ СИЛУРИЙСКОЙ ФАУНЫ БРАХИОПОД TUVAEELLA И RETZIELLA</i> М.М. Буслов	19
<i>ДЕФОРМАЦИИ ГЕРЦИНСКОГО ВРЕМЕНИ В СТРУКТУРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАННЫЕ</i> В.А. Ванин, А.М. Мазукабзов, Д.С. Юдин	22
<i>БОЖЕХАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО ПРОГИБА – КРАЕВАЯ БАРЬЕРНО-РИФОВАЯ СИСТЕМА КЕМБРИЙСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> А.Г. Вахромеев, Т.Н. Корнилова, Н.В. Мисюркеева, Н.И. Степанова, Г.Г. Шемин, Р.А. Уренко, А.М. Станевич, Г.Я. Шутов	24
<i>КАРТИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ВЕРХНЕЛЕНСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ, ИРКУТСКИЙ АМФИТЕАТР, ПО ДАННЫМ СОВРЕМЕННОЙ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ</i> А.Г. Вахромеев, А.Л. Мейснер, А.В. Колмаков, А.С. Смирнов, И.В. Горлов, Н.В. Мисюркеева	27
<i>ПЕТРОГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДЕВОНСКИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ (Ta-Nb) ГРАНИТОВ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ТУВЫ</i> Е.В. Ветров, А.Н. Уваров, Е.А. Пихутин	31
<i>ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И ИЗОТОПИИ (SR, C, O) ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САЛАЙРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА</i> Н.И. Ветрова, Е.В. Ветров, Н.Г. Солошенко	33
<i>ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ПЕРМСКИХ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОВ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛБА-НАРЫМСКОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)</i> А.Г. Владимиров, А.В. Травин, Б.А. Дьячков, Н.Г. Мурзинцев, И.Ю. Анникова, Н.А. Зимановская, О.Н. Кузьмина, Е.И. Михеев	35
<i>МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФОЙЯИТ-СИЕНИТ-ГРАНИТНОЙ АССОЦИАЦИИ САЙБАРСКОГО МАССИВА СЫДИНСКОГО ПОДНЯТИЯ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА</i> А.А. Воронцов, А.Э. Изох, В.В. Ярмолук, Т.Ю. Комарицына, А.В. Никифоров, О.Ю. Перфилова, С.И. Дриль, Н.Г. Ризванова, Е.П. Душкин	38
<i>ДОРОССКИЙ ДАЙКОВЫЙ РОЙ АЛДАНСКОГО ЩИТА: ВОЗРАСТ, СОСТАВ, РОЛЬ В ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ</i> Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.Б. Котов, Р.Е. Эрнст, У. Содерлунд, С.А. Писаревский, В.П. Ковач	40

МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА НЮРУНДУКАНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) И.В. Гордиенко, Д.А. Орсов, А.Н. Булгаков	43
КЮТЮНГДИНСКОЕ ГЛОБАЛЬНОЕ БИО-, ФЛОРИСТИЧЕСКОЕ/СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО БОРЕАЛЬНОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В.С. Гриненко, В.В. Баранов	46
ПРОБЛЕМА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ И СТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВЕРХНЕЮРСКИХ – НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА В.С. Гриненко, В.В. Баранов, А.И. Киричкова	49
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ БАЗАЛЬТОИДОВ ИТМУРУНДИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН А.В. Гурова, И.Ю. Сафонова, А.А. Перфилова, И.А. Савинский, Е.Н. Волчек	52
МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ИТМУРУНДИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): АССОЦИИ, ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ А.В. Гурова, И.Ю. Сафонова, И.А. Савинский, А.А. Перфилова, П.Д. Котлер	56
МЕДНО-ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОЕ ПОРФИРОВО-ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ СЕМЕЙСТВО РУД ГОРНОГО АЛТАЯ А.И. Гусев, Н.И. Гусев, Е.М. Табакаева	58
ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА КАЛБАКСКОГО ЗОЛОТОМЕДНО-ПОРФИРОВОГО РУДНОГО УЗЛА (ТУВА) Н.И. Гусев	60
К ГЕНЕЗИСУ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНАТОВО-ПИРОКСЕНОВЫХ СИЕНИТОВ (СВЯТОНОСИТОВ) МАЛОБЫСТРИНСКОГО МАССИВА: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ Е.И. Демонтерова, Л.З. Резницкий, А.В. Иванов	63
ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ГОРИНСКОЙ, ПИОНЕРСКОЙ, ПИВАНСКОЙ СВИТ КОМСОМОЛЬСКОЙ СЕРИИ (СЕВЕР СИХОТЭ-АЛИНЯ) А.Н. Диденко, Ш. Ото, А.Ю. Песков, А.В. Кудымов, М.В. Архипов, М. Нагата	66
2D-ВАРИАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ДОБРОТНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО МАРОККО И ИХ ИНТЕПРЕТАЦИЯ А.А. Добрынина, А. Боланар, А. Рахмуни, А. Самауали, М. Харнафи, Дж. Себбани, Ц. Батсайхан, В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий, Б. Дулмаа	69
U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА И ТИТАНИТА В ПОРОДАХ ТАСТАУСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) К.А. Докукина, В.С. Шешуков, А.В. Зайцев, В.Г. Владимиров	71
U-Pb ПЕТРОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНА В ШЛИФАХ МЕТОДОМ LA-ICP-MS ДЛЯ ДАТИРОВКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ К.А. Докукина, В.С. Шешуков, О.И. Окина	74
U-Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.В. Складаров, В.Б. Хубанов, Е.И. Демонтерова	77
ПОСТГРАНАТОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ В ПРИЛОЖЕНИИ К МАНТИЙНОЙ ГЕОДИНАМИКЕ: РАСЧЕТ НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЙ СОСТОЯНИЯ А.М. Дымшиц, П.И. Дорогокупец, И.С. Шарыгин	80
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЛОЩАДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СЪЕМОК ПРИ ИЗУЧЕНИИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ С.В. Ефремов, Н.А. Горячев, А.Е. Будяк, А.В. Блинов	83

<i>ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i> У.С. Ефремова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, К.-Л. Ван, Х.-Я. Ли	86
<i>ОТОБРАЖЕНИЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ В АНОМАЛЬНЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЯХ (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)</i> Е.М. Звягин, Ф.П. Леснов, А.Н. Уваров, М.И. Карпунин, Ю.М. Зюзин, А.А. Монгуш, Ч.К. Ойдуп	89
<i>ОБРАЗОВАНИЕ МИКРО- И НАНОКРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА ПРИ УДАРЕ МОЛНИИ: ГИПОТЕЗА И ЭКСПЕРИМЕНТ</i> А.В. Иванов, А.Ю. Костинский, И.С. Шарыгин, Е.А. Гладкочуб, Е.В. Пушкарёв, В.С. Каменецкий, В.А. Беляев	92
<i>МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОЛОУСТЕНСКО- МАНЗУРСКОЙ ПАЛЕОДОЛИНЫ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ</i> А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, В.Ю. Брагин	94
<i>СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ВДОЛЬ ТРАНСЕКТА ПРЕДБАЙКАЛЬЕ – ПРИБАЙКАЛЬЕ – ЗАБАЙКАЛЬЕ НА ОСНОВЕ НОВЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ</i> А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, В.Ю. Брагин	97
<i>ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПРОГНОЗНАЯ ЗНАЧИМОСТЬ СИЛУРИЙСКИХ ГРАНИТОВ А₂-ТИПА ДЛЯ ПОИСКА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕСЧАНИКОВОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА)</i> А.В. Карпов, А.Г. Владимиров, И.Ю. Анникова, Е.И. Михеев	100
<i>СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И УПРУГИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ</i> А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская, А.А. Какоурова	103
<i>ДЕВОН-РАННЕКАРБОНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ КАК ОТРАЖЕНИЕ «СОЗРЕВАНИЯ» СУБДУКЦИОННОЙ СИСТЕМЫ</i> А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков	105
<i>ОТКРЫТИЕ ЭДИАКАРСКОЙ БИОТЫ В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ВЕНДА ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ</i> А.В. Колесников, С.В. Рудько, А.А. Римский	107
<i>ВОЗМОЖНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИМПАКТНОЙ ГРАНИЦЫ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕН- ГОЛОЦЕНОВЫХ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЯКУТИИ: КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДАМИ ЛАЗЕРНОЙ ДИФРАКЦИИ, РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА И СКАНИРУЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ</i> А.В. Комарова, Г.В. Пашкова, А.В. Иванов, В.А. Пеллинен, В.М. Чубаров, О.Ю. Белозерова, А.А. Галанин	109
<i>ОБОБЩЕННАЯ ПЕТРОМАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ КОРЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ</i> К.М. Константинов	111
<i>НЕОДНОРОДНОСТЬ СОСТАВА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД СИБИРСКИМ КРАТОНОМ</i> С.И. Костровицкий, Д.А. Яковлев, И.С. Ащепков	114
<i>ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: СТАДИИ, МАСШТАБЫ, ИСТОЧНИКИ</i> П.Д. Котлер, С.В. Хромых, Д.В. Семенова, М.Л. Куйбида, Н.Н. Крук, А.В. Куликова	117
<i>РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ Sm-Nd-ИССЛЕДОВАНИЙ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ)</i> А.Б. Котов, Т.М. Сквитина, В.П. Ковач, С.Д. Великославинский, И.Н. Бучнев, Е.В. Адамская, В.А. Горовой	120

<i>ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ ИГАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): НОВЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ, Sr-ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i>	
Б.Б. Кочнев, А.Б. Кузнецов, О.К. Каурова, В.В. Марусин, Н.С. Прияткина	121
<i>ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ РИФЕЙСКОГО ЭТАПА КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА СЕВЕРЕ И ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: Pb-Sr-С ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА БИЛЛЯХСКОЙ И КАМОВСКОЙ СЕРИЙ</i>	
А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов, И.М. Васильева, Н.Г. Ризванова, Г.В. Константинова	123
<i>ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ КАРБОНАТЫ В БУРЛИНСКОЙ И ДЖИДИНСКОЙ ЗОНАХ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ: Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ</i>	
А.Б. Кузнецов, О.К. Каурова, О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских, М.С. Скрипников	126
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ В РАННЕМЕЛОВОЙ – РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sr-Nd-Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ</i>	
М.В. Кузнецов, В.М. Саватенков, А.М. Козловский, В.В. Ярмолук, В.А. Лебедев	128
<i>U-Pb ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД БАКЕЕВСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ЭЛЕМЕНТ СВОДНОГО РАЗРЕЗА АШИНСКОЙ СЕРИИ) БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)</i>	
Н.Б. Кузнецов, В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина, Т.В. Романюк, Е.А. Белоусова, А.О. Сысоева, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов	130
<i>ДИАМИКТИТЫ Р. БОЛ. ЧЕРНАЯ (СЕВЕР ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА) – РЕЛИКТ СРЕДИННОЙ МОРЕНЫ ГОРНО-ДОЛИННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ</i>	
Н.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский, А.А. Колесникова, Т.В. Романюк, А.В. Страшко, А.С. Новикова, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов	134
<i>АППАРАТНОЕ И ПРОГРАММНОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ УРАНА И СВИНЦА В ПРОЦЕССЕ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА МЕТОДОМ LA ICPMS И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЮ</i>	
А.Б. Кузьмичев	137
<i>ПОПЫТКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИСАКОВСКОГО ДОМЕНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i>	
А.Б. Кузьмичев, А.А. Стороженко, М.К. Данукалова, В.Б. Хубанов, А.С. Дубенский	140
<i>ГЕРЦИНСКИЙ МАГМАТИЗМ И ЭТАПЫ ТЕКТОГЕНЕЗА ИРТЫШ-ЗАЙСАНСКОГО ОРОГЕНА</i>	
М.Л. Куйбида, О.И. Шушуев	142
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) В ЭДИАКАРИИ – РАННЕМ КЕМБРИИ</i>	
А.В. Куликова, М.М. Буслов, В.А. Симонов, А.В. Котляров, Д.В. Семенова, А.В. Травин	145
<i>ГОЛОУСТЕНСКАЯ СВИТА НА ВОДОРАЗДЕЛЕ ХЕЙРЕМ – РИТЫ: К СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)</i>	
И.В. Латышева, А.В. Шаццло	148
<i>ГРАВИТАЦИОННО-ПРОТРУЗИВНЫЕ МИКСТИТЫ – НЕ ДИАГНОСТИРУЕМЫЕ РАННЕЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРЕНОСА МАСС (ПРИРОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ И АНАЛОГОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)</i>	
М.Г. Леонов	150
<i>ТАЛАСО-ФЕРГАНСКАЯ ТРАНСФОРМА КАК РАЗДЕЛ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ АЗИИ</i>	
М.Г. Леонов	153
<i>РАЗВИТИЕ ЦИФРОВОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ ЭКОСИСТЕМЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ И ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ</i>	
О.В. Лунина, А.А. Гладков, И.А. Денисенко	156

СТРУКТУРНЫЕ ШКАЛЫ ОЛЬХОНСКОГО СОСТАВНОГО ТЕРРЕЙНА (ОЛЬХОНСКИЙ ПОЛИГОН, БАЙКАЛ) А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук	158
ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕЛЕНА В ПОРОДАХ И РУДАХ НОРИЛЬСКОГО РЕГИОНА А.Е. Марфин, С. Кёниг, М. Варас-Реус, А.В. Иванов, М. Брозозовски, В.Н. Реутский, Г.В. Пашкова, Т.А. Радомская, В.С. Каменецкий, А.Н. Жиличева, В.Д. Бровченко	160
ВУЛКАНИТЫ Р. ЖАРНИЧИХА (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ А.Я. Медведев, С.И. Дриль, А.А. Каримов, В.А. Беляев	163
СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ МАССИВА ИТМУРУНДЫ (СЕВЕРО-БАЛХАШСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) А.Г. Милукова, А.В. Скобленко (Пилицына)	165
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И УРАНОНОСНОСТИ ХУБСУГУЛЬСКОГО РАЙОНА МОНГОЛИИ Ю.Б. Мионов	168
ТЕКТОНИКА АЛЛОХТОНА И СТРУКТУРА КЕМБРИЯ ВЕРХНЕЛЕНСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ (ИРКУТСКИЙ АМФИТЕАТР) ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И БУРЕНИЯ Н.В. Мисюркеева, А.С. Смирнов, А.Л. Мейснер, А.В. Колмаков, И.В. Горлов, А.Г. Вахромеев	170
U-Рb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ КАЛБАКДАГСКОГО МАССИВА МАЖАЛЫКСКОГО ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРО-НОРИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ТУВА) И ЕГО СВЯЗЬ С ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ А.А. Монгуш, Ф.П. Леснов, Ч.К. Ойдул	174
ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПРИСАЯНСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ГОРИЗОНТА ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, В.Б. Хубанов	177
РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ УСЛОВНО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГУДЖАЛЬСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин, В.П. Ковач, W.L. Ху	181
К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ДВИЖУЩИХ СИЛ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В.В. Параев	183
ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЛАМПРОФИРОВ ТОМТОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) А.М. Пасенко, С.В. Малышев, А.В. Иванов, Д.Р. Ситкина	186
ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОГРАНИЧЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО БЛОКА ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ВЕСТИ С ПОЛЕЙ – 2021 Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина, Н.Б. Кузнецов	188
ВОЗРАСТ 2.5 МЛРД ЛЕТ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОВ ФУНДАМЕНТА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ Н.С. Прияткина, А.К. Худолей, В.Б. Ершова	189
ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ РЕЦИКЛИНГ ОФИОЛИТОВОЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОЙ СЕРИИ В ЛЕРЦОЛИТОВОМ АЛЛОХТОНЕ КРАКА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ Е.В. Пушкарев, И.А. Готтман, А.В. Рязанцев, Д.В. Кузнецов	191

ЭВОЛЮЦИОНИРОВАННЫЕ ПРОТОМАНТИЙНЫЕ И КОМПЛЕМЕНТАРНЫЕ МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В ЯПОНСКО-БАЙКАЛЬСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ КОРИДОРЕ АЗИИ С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина, Йи-минь Сунь	193
О ВОЗРАСТЕ ТАЛЛАЙНСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТОВОГО ПЛУТОНА (БАЙКАЛО-ВИТИМСКИЙ ПОЯС): НОВЫЕ U-Pb ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ (SHRIMP-II) Е.Ю. Рыцк, С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, Н.В. Родионов, Е.С. Богомолов, А.А. Андреев, И.А. Алексеев, А.М. Федосеенко	197
ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКАХ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ (БАЙКАЛО-ВИТИМСКИЙ ПОЯС) Е.Ю. Рыцк, Е.В. Толмачева, Н.В. Родионов, С.Д. Великославинский, А.А. Андреев, Ю.М. Лебедева, Е.С. Богомолов, А.М. Федосеенко	200
МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ РАННЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ В.М. Саватенков, М.В. Кузнецов, Л.В. Шпакович, А.М. Козловский	203
РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ^{39}Ar - ^{40}Ar ИЗУЧЕНИЯ КАЛИЕВОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОГО КРАТОНА) В.Б. Савельева, Д.С. Юдин, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов	205
ПРОЦЕССЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭРОЗИИ НА КОНВЕРГЕНТНЫХ ОКРАИНАХ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА И.Ю. Сафонова, А.И. Ханчук	208
РОЛЬ ФАЗОВОЙ СЕПАРАЦИИ РАСПЛАВОВ В ПРОЦЕССАХ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ И ФЛЮИДНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ) В.А. Симонов, А.В. Котляров	209
МОБИЛЬНОСТЬ МРАМОРОВ ПРИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ СИММЕТАМОРФИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЯХ (ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) Е.В. Складов	212
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Hf ЦИРКОНОВ ИЗ СРЕДНЕ- И ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ЭКЛОГИТОВ: ИСТОЧНИКИ И СТЕПЕНЬ РЕМОБИЛИЗАЦИИ ВЫСОКОЗАРЯДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СУБДУЦИРУЕМОЙ МАФИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ С.Ю. Скузоватов, В.С. Шацкий, А.Л. Рагозин, К.-Л. Ванг, Х.-Я. Ли	214
ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ДЕВОНСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ Ю.В. Смирнов	217
РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ЧАСТИ ШИРОКОПАДИНСКОЙ СВИТЫ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА Ю.В. Смирнов	219
ФУНДАМЕНТ ПОД НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИМ ПРИСАЯНСКИМ ПРОГИБОМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ Ю.К. Советов, Н.Б. Родионов, П.И. Кадильников, Н.Ю. Матушкин, Л.В. Соловецкая	221
МИНЕРАЛОГИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗ. ХИКУШКА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ОТКЛИК НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ГОЛОЦЕНЕ – ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ П.А. Солотчин, Э.П. Солотчина, Е.В. Безрукова, А.А. Щетников	224
ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЙ РАЗРЕЗ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИТИМ: КОРРЕЛЯЦИЯ, ВОЗРАСТНОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ А.М. Станевич	226

<i>ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И НАФТОГЕНЕЗ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> А.М. Станевич, А.Г. Вахромеев, А.В. Поспеев, А.М. Мазукабзов	229
<i>ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ЧЕНКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ (ВТОРАЯ ГРЯДА КРЫМСКИХ ГОР) – ВКЛАД В СТРАТИГРАФИЮ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА</i> А.В. Страшко, Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, А.М. Никишин, А.А. Колесникова, Д.В. Московский, А.С. Новикова, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов	231
<i>НОВЫЙ ГИПОСТРАТОТИП ЧЕРНОКАМЕНСКОЙ СВИТЫ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ</i> А.О. Сысоева, В.Д. Десяткин, В.А. Терехова, А.А. Римский, А.В. Колесников, Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацлло, И.В. Латышева, Т.В. Романюк	234
<i>ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК ИНДИКАТОРЫ ОБОГАЩЕННОЙ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ</i> О.М. Туркина, А.Э. Изох	236
<i>РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ТАМИРСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И МАРГИНТУЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i> И.В. Федюкин, А.В. Шацлло	239
<i>ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ВОСТОКА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ</i> В.А. Фомин, А.Г. Вахромеев	241
<i>ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ В ФОРМИРОВАНИИ СКЛАДЧАТОГО БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ</i> Е.В. Хаин, А.А. Разумовский, О.В. Постникова, А.В. Сомсикова, Е.С. Изъюрова, А.В. Постников, М.О. Аносова, О.А. Зуева, А.А. Федотова	244
<i>ПОЯСА БАЗИТОВЫХ ДАЕК ЖАРМИНСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ</i> С.В. Хромых, А.С. Волосов, П.Д. Котлер, А.В. Куликова, Д.В. Семенова	247
<i>ВОЗРАСТ БАЗИТОВЫХ ДАЕК БЕРИЛЛИЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СНЕЖНОЕ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)</i> В.Б. Хубанов, К.Д. Долгобородова, Т.Т. Врублевская, Л.Б. Дамдинова, А.А. Цыганков	250
<i>МЕТОД КОНФОКАЛЬНОЙ МИКРОСПЕКТРОСКОПИИ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА В ГЕОЛОГИИ</i> И.С. Шарыгин	251
<i>СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)</i> А.В. Шацлло, И.В. Латышева	252
<i>ПЕРВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПОРОД ХАРАЛЬСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО БЛОКА: ВРЕМЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ</i> С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, Д.Н. Шаповалов, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов	257
<i>ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ – КАЙНОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОКА АЗИИ – ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ И ГЕОДИНАМИКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i> В.В. Ярмолюк	260
Авторский указатель	263



ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ УРЛУКСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА

Р.А. Бадмацыренова

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

В данной работе представлены результаты геохронологических (U-Pb SHRIMP II) исследований позднепалеозойского Урлукского габбрового массива, расположенного в пределах Тамирской вулканотектонической структуры на территории Бичурского хребта.

В верхнем палеозое на территории Южного и Центрального Забайкалья началось формирование ВТС среднепозднекаменно-раннепермского возраста, которое сопровождалось площадными излияниями трахибазальтов (унгуркуйская вулканогенная толща) и комагматических интрузий габброидов шарагольского комплекса с последующим образованием в поздней перми – раннем триасе бимодальных вулканических серий и разнообразных гранитоидов (тамирская свита, бичурский, малокуналейский комплексы) [1]. Обследованные габброиды представляют собой изолированный коренной выход, расположенный в поле развития кислых туфов тамирской свиты. По своей морфологии данный выход имеет овальную форму. По длинной оси протяженность примерно 1 км, по короткой – 0.6 км, простирается почти в субмеридиональном направлении. Массив сложен очень свежими среднезернистыми габброидами, местами хорошо выражена трахитоидность, иногда слабая полосчатость. Состав пород варьируется от габбро-норитов до оливиновых габбро и меланотроктолитов. Также наблюдаются мелкозернистые амфиболовые габбро.

Согласно Геологической карте М-48-ХVIII (масштаб 1:200000, под ред. П.И. Налетова, 1964 г.), вулканы Тамирской ВТС и рассматриваемые габброиды имеют триасовый возраст, а прорывающие их гранитоиды гуджирского комплекса – триас-нижнеюрский. Более поздними работами установлен раннепермский возраст вулканогенных образований Тамирской структуры, возраст габброидов на основании принадлежности к Тамирской ВТС также считается позднепермским [2], хотя никак не подтвержден геохронологически. Согласно данным геокартирования, подобные габброиды имеют достаточно широкое распространение, слагая обширные поля к западу от изученного массива, поэтому данные, полученные при изучении Урлукского массива, могут быть экстраполированы и на эти образования.

Возраст пород составляет 246.8 ± 2.2 млн лет. Он совпадает с позднепалеозойским магматизмом в пределах Среднеазиатского орогенного пояса. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ равны 6.01, начальные изотопные отношения Sr (I) соответствуют 0.7049 и демонстрируют сильную изотопную неоднородность магматического источника. Геохимические характеристики пород показывают выраженные положительные аномалии Pb, Ti, Zr и Hf, что можно объяснить вовлечением субдущированного компонента в первичные расплавы. Породы проникли в зону растяжения на активной континентальной окраине Сибирского кратона во время субдукции Монголо-Охотской океанической коры под Сибирский кратон.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 p_a).

[1] Гордиенко И.В. Некоторые фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 585–593.

[2] Отчет Бичурской партии о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1:200000, проведенного в 1993–2000 гг. Улан-Удэ, 2002.



МИНЕТТА – НОВЫЙ ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ГРУППЫ ЛАМПРОФИРОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Е.П. Базарова, В.Б. Савельева

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

Территория Восточного Присяянья, в частности Урикско-Ийский грабен на юго-западе Сибирской платформы, является одним из регионов, перспективных для обнаружения россыпных и коренных месторождений алмазов [1]. Урикско-Ийский грабен характеризуется интенсивным проявлением калиевого мантийного магматизма мезо- и неопротерозойского возраста, с которым связано формирование алмазоносных лампроитов, а также пикритов и ультрамафических лампрофиров – айлликиитов и дамтьернитов [2–5]. Нами в северной части грабена была выявлена ранее не отмечавшаяся на данной территории порода – минетта.

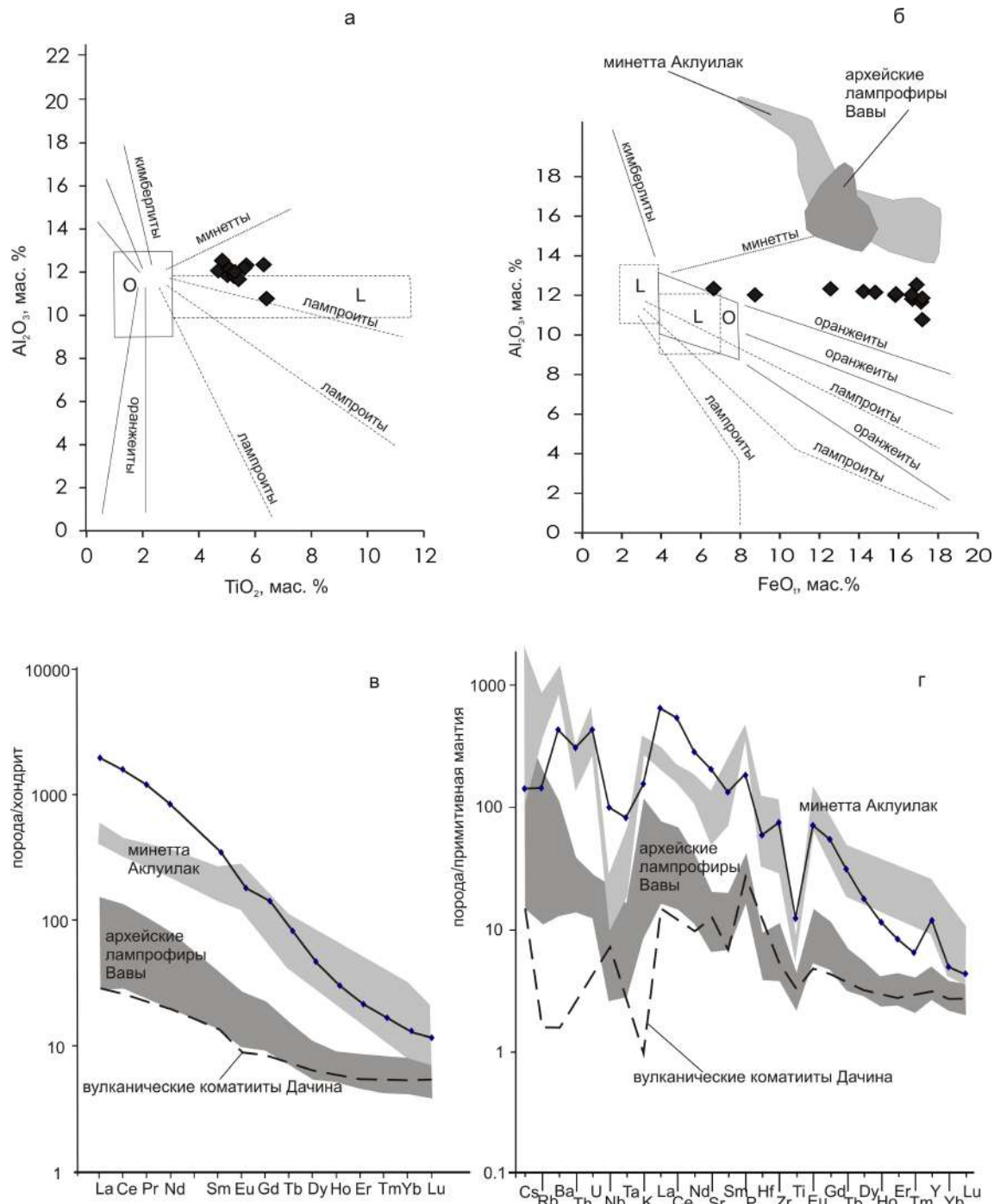
Согласно [6], минетта представляет собой гипабиссальный известково-щелочной лампрофир порфирированного облика с фенокристаллами биотита, редко ортоклаза, лабрадора, диопсид-авгита, спорадически серпентинизированного оливина, встречающихся в мелко- и среднезернистой ортоклазовой основной массе; также в составе породы присутствуют олигоклаз, роговая обманка, кварц, апатит, магнетит, титанит, циркон и пирит. В некоторых случаях эти породы алмазоносны, например алмазоносные минетты Канады: районов Паркер Лэйк (система даек «Аклуилак») и Вава [7].

Минетта была обнаружена в элювиально-делювиальной россыпи среди кварцитов и филлитовидных сланцев в нижнем течении р. Черная Зима. Внешне порода темно-серого цвета, мелко- и среднезернистая. Она сложена биотитом (60–65 %), калиевым полевым шпатом (30–35 %), содержит в подчиненном количестве альбит, фторапатит (около 3 %) и около 2 % интерстициального кальцита. Текстура породы сланцеватая, что, по-видимому, вызвано наложенными деформациями. На отдельных участках наблюдаются скопления мелких зерен биотита, возможно, в результате перекристаллизации более крупных зерен. Биотит слабо замещен хлоритом. По составу биотит магнезиальный, $X_{Mg}=0.60–0.84$, высокотитанистый (содержание TiO_2 составляет 4.7–6.4 мас. %), с повышенным содержанием BaO (содержание BaO 1.1–2.2 мас. %). Рост концентраций TiO_2 и FeO сопровождается слабым снижением содержания Al_2O_3 , что сближает породу с лампроитами (рисунок, а, б). Подобная тенденция наблюдается для биотита из даек площади Паркер Лэйк, при этом содержание TiO_2 в них понижено (0.63–2.67 мас. %).

Что касается подчиненных минералов, то калиевый полевой шпат содержит Na_2O в количестве до 0.3 мас. %, что немного ниже содержания Na_2O в калиевом полевошпате из даек Паркер Лэйк (в среднем 0.44 мас. %); содержание FeO ниже пределов обнаружения; фторапатит ($F=3.1–3.8$ мас. %) высокостронциевый (количество SrO в анализах 5.2–7.0 мас. %), также в анализах присутствуют Ce_2O_3 в количестве до 2 мас. % и La_2O_3 до 1 мас. %. Кальцит содержит до 1.2 мас. % SrO в анализах, до 0.3 мас. % MgO , до 0.6 мас. % FeO и MnO . Акцессорные минералы представлены монацитом, цирконом, баритом и пиритом.

По химическому составу порода является ультраосновной щелочной, высококалиевой ($K_2O=4.67$ мас. %), $Ka=0.58$. По сравнению с минеттами Паркер Лэйк в ней ниже содержание SiO_2 , глинозема и щелочей, но повышено содержание TiO_2 , магнезиальность $\#MgO$ (50.1) и отношение K_2O/Na_2O (93.4). Порода характеризуется умеренно высоким содержанием (г/т) Cr (381), Ni (203), V (202), высоким содержанием Sr (4371), Ba (3065), Zr (853), Hf (18), P_2O_5 (2056), Y (55), Pb (73), Th (26), U (9), но низким Nb (71) и Ta (3). Спектр редкоземельных элементов резко дифференцированный, $La/Yb=182$; европиевая аномалия выражена слабо (0.83) (рисунок, в).

В нашем образце, по сравнению с дайками Паркер Лэйк, понижены содержания Rb (в 4 раза), Cs и Ba (в 2 раза) и значительно повышено содержание Nb (в 10 раз) и V (в 7 раз), а также Th (в 2 раза), Ta (в 3 раза), Cr (в 2 раза), Sr (в 2 раза), Ni (в 2 раза) и легких лантаноидов (La , Ce , Nd , Sm) (рисунок, в, г). Спайдердиаграмма распределения редких элементов имеет выпуклую



Химический состав слюд (а, б), содержание РЗЭ (в) и редких (г) элементов в исследуемом образце и алмазоносных породах Канады (нормированы к хондриту и примитивной мантии по [8]). Точки составов слюд показаны ромбами, содержание РЗЭ и редких элементов – сплошной линией.

форму отрицательными аномалиями по Rb, Th, Nb-Ta, K, Hf, Ti (рисунок, г). В целом линии спектров исследуемого образца накладываются на поля, образованные спектрами образцов минетты Аклуилак.

Полученные новые данные расширяют существующие представления о формах проявления калиевого магматизма на юго-западной окраине Сибирского кратона. В свете выполненного сопоставления является необходимым более глубокое минералогическое и изотопно-геохимическое изучение этого нового для Восточного Присянья типа пород, а также продолжение детальных полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (РФФИ-18-17-00101). В работе задействовано оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

- [1] Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Соболев Н.В., Егоров К.Н., Смелов А.П., Костровицкий С.И. Этапы кимберлитового магматизма Сибирской платформы и их продуктивность: закономерности формирования и особенности прогнозирования коренных месторождений алмазов различных генетических типов, новые перспективные регионы // Проблемы минерального сырья России. М.: Изд-во ГЦ РАН, 2012. С. 265–286.
- [2] Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А. Лампроиты и кимберлиты Присяня: состав, источники, алмазоносность // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 791–797.
- [3] Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А. Присянская провинция высококалийных щелочных пород и лампроитов // ДАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 82–86.
- [4] Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline Ultrabasic-Carbonatite Massif: Possible origin and relations with ore deposits // Minerals. 2020. V. 10. 404.
- [5] Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Данилов Б.С. Кимберлитоподобные породы Урикско-Ийского грабена, Восточное Присяня: минеральный состав, геохимия и условия формирования // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 698–696.
- [6] Рыка В., Малишевская А. Петрографический словарь: Пер. с польского. М.: Недра, 1989. 590 с.
- [7] Саблуков С.М., Каминский Ф.В., Саблукова Л.И. Древние алмазоносные изверженные породы некимберлитового типа // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Труды V международного семинара. Вып. 2. Иркутск – Петропавловск-Камчатский: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. С. 116–134.
- [8] Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.



СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОТУКДАШСКОЙ СВИТЫ СИСТИГХЕМСКОГО ПРОГИБА (РЕСПУБЛИКА ТУВА)

Е.А. Бродникова, Е.Ф. Летникова

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

В Тувинском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса в пределах Систигхемского прогиба широко развиты морские и континентальные отложения палеозоя и мезозоя – от кембрия до юры. История развития осадочных бассейнов, в которых в разное время протекало накопление терригенных и карбонатных пород, часто с проявлениями синосадочного вулканизма, практически не изучена современными методами исследований и ограничивается исследованиями середины прошлого века. Новые данные получены лишь для кембрийских пород рассматриваемого прогиба [1, 3, 4].

Объектом исследований в нашем случае стали отложения силура, для которого на всем его протяжении предполагается лишь осадочная седиментация без проявлений вулканической деятельности. Отукдашская свита, выделяемая как базальный горизонт силура, представлена крупно- и среднегалечными конгломератами лилово-бурого цвета с прослоями гравелитов и грубых полимиктовых песчаников. Мощность толщи от 350 до 600 м. Карасугская свита сложена серыми разнотекстурными полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов. Актагская свита состоит из переслаивающихся горизонтов серых и зеленовато-серых известняков, мергелей, алевролитов. Верхняя ойкуртагская свита в своем составе содержит красноцветные мелкозернистые полимиктовые песчаники с алевролитами. Отложения силурийского возраста с угловым несогласием залегают на отложениях нижнего кембрия (баянкольская свита) и перекрываются нижним девоном [2], в обоих случаях с угловым несогласием.

Наибольший интерес у нас вызвали базальные конгломераты самой древней толщи силура на изучаемой территории – отукдашской свиты. Изученные отложения развиты в приенисейской части Систигхемского прогиба, недалеко от р. Баян-Кол (GPS-координаты N51°38'26,6"; E93°38'34,7 "). Изученные коренные выходы представляют собой переслаивания трех конгломератовых горизонтов, кварц-полевошпатовых песчаников, вулканитов и туфов. О двух последних упоминаний в литературных источниках нет. Разрез выглядит следующим образом: красно-сероцветные мелкозернистые песчаники с косою слоистостью, первый горизонт конгломератов, бордовые вулканиты, светло-серые кварц-полевошпатовые массивные песчаники, второй горизонт конгломератов, бордовые туфы, серые кварц-полевошпатовые песчаники с косою слоистостью, третий горизонт конгломератов, зеленовато-серые полимиктовые песчаники. Матрикс для всех конгломератов при полевых наблюдениях установлен как вулканомиктовый. Из каждого из трех горизонтов конгломератов было отобрано по 100 галек и валунов.

Преобладающая часть обломков первого конгломератового горизонта имеет валунную размерность, обломки не сортированы, наблюдается их слабая ориентация. Матрикс представлен зеленой вулканомиктовой массой. Из отобранных в крест простирания горизонта обломков, 30–40 % составляют гранитоиды, среди которых можно выделить минимум четыре разности: тотально преобладающие «девонотипные» розовые полевошпатовые гранитоиды, крупнозернистые, гипидиморфно-зернистые; белые лейкократовые разности гранитоидов, встречающиеся в крупных валунах; светло-розовые среднезернистые разности, отличающиеся от «девонотипных»; крупнозернистые рыжие гранитоиды, встречающиеся среди обломков галечной размерности, содержащие ориентированный биотит. Обилие в основании силура обломков гранитоидов, подобных гранитоидам девона, приводит к заключению, что на изучаемой территории в силуре на палеосборной площади были широко развиты досилурийские гранитоиды подобного девонским облика и состава. Дальнейшее геохронологическое изучение этих валунов гранитоидов позволит установить их возраст более точно.

60–70 % обломков представлено породами вулканического происхождения. Вулканиты бордового, сероватого до черного цвета. Некоторые разности скрытокристаллические. Встре-

чены вулканиты с крупными лейстами плагиоклаза, которые различимы невооруженным глазом. В эту группу пород из обломков входят в достаточном количестве зеленые вулканомиктовые брекчии. Более 10 % обломков – зеленокаменные измененные породы. Отдельные разности представлены зелеными сланцами. Осадочные породы в обломочной части не обнаружены.

Второй горизонт конгломератов характеризуется следующим распределением обломков: 45–50 % составляют гранитоиды, среди которых преобладают «девонотипные» гранитоиды, розовые гранитоиды среднезернистые с минимальным количеством темноцветов и насыщенно-розовые гранитоиды, содержащие ориентированный биотит. Остальные 30–35 % галек и валунов приходится на вулканиты, темно-серого, светло-коричневого и зеленоватого цвета. 15–10 % приходится на измененные породы. И около 10 % составляют зеленые вулканомиктовые брекчии. Отмечено, что в этом конгломератовом горизонте обломки меньшего диаметра. Распределение валунов и галек 50/50.

Третий горизонт конгломератов содержит преобладающее число обломков галечной размерности. 40 % из них это гранитоиды, в основном «девонотипные», а также розовые среднезернистые с минимальным числом темноцветов. 30–35 % обломочной части представлено вулканитами серого и зеленоватого цвета. 25–30 % – это измененные зеленокаменные и бурые породы. И лишь отдельные разности представлены зелеными вулканомиктовыми брекчиями.

Таким образом, изученные силурийские породы представляют собой важный объект для понимания истории геологического развития Систигхемского прогиба. Во-первых, в основании силурийских отложений отукдашской свиты выявлены горизонты вулканитов и туфов, что вступает в противоречие с представлениями об отсутствии проявлений вулканической активности на данной территории в силурийское время. Во-вторых, преобладание среди валунов и галек «девонотипных» досилурийских мясо-розовых двуполевошпатовых гранитоидов, формирующихся, как правило, в континентальных обстановках, не согласуется с представлениями о преобладании островодужных кембро-ордовикских плагиогранитов на территории Тувы [5]. Особый интерес силурийские конгломераты представляют при сопоставлении состава, изотопно-геохимических и геохронологических характеристик с кембрийскими конгломератами баянкольской свиты этого прогиба. Это сопоставление позволит проследить изменение состава пород Систигхемского прогиба, так как для кембрийских конгломератов преобладающими обломками являются лейкоплагиограниты с возрастом 590 и 630 млн лет [1] при подчиненном вкладе вулканитов. Обусловлены ли эти изменения денудационными процессами или тектоническими перестройками, покажут наши дальнейшие петрографические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования.

Стоит отметить, что представленные тезисы – это первые данные о составе силурийских отложений Систигхемского прогиба, полученные в полевой экспедиции 2021 года.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 19-17-00099).

- [1] Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы // Геология и геофизика (в печати).
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-IV. М., 1963.
- [3] Коровников И.В. Новые находки трилобитов в нижнем кембрии Центральной Тувы // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика». 2000. С. 39–45.
- [4] 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 // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
- [5] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.



МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА: ЭФФЕКТ ДАЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ

М.М. Буслов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, buslov@igm.nsc.ru
Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Центрально-Азиатский горный пояс является естественной лабораторией для исследования напряженно-деформированного состояния земной коры, движущих сил и механизмов, эволюции структуры и рельефа, связанных с внутриконтинентальной тектоникой, обусловленной дальним тектоническим воздействием коллизионных событий на границах плит. В последние десятилетия получены обширные геолого-геофизические и геохронологические данные (трековое датирование апатита), которые детально характеризуют результаты дальнего тектонического воздействия Индо-Евразийской коллизии на литосферу Центральной Азии, приведшего к формированию горных систем Памира, Тянь-Шаня, Алтае-Саянского региона и Забайкалья в позднем кайнозое. Исследованиями академика Н.Л. Добрецова и его коллег установлено, что формирование структуры и напряженно-деформированное состояние земной коры Центральной Азии связаны с передачей деформаций от Индо-Евразийской коллизии на дальние расстояния по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских блоков, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых поясов [1–4]. В результате сжатия складчатые зоны перерастают в горные системы, а докембрийские блоки служат фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

Стратиграфические, структурные и данные низкотемпературной геохронологии (трекового датирования апатита) показывают, что формирование современного облика Гималаев и Тибета началось в олигоцене (30–25 млн лет назад), Памира и Южного Тянь-Шаня – в середине миоцена (18–11 млн лет назад), Северного Тянь-Шаня – в позднем миоцене (12–8 млн лет назад), Джунгарии, Алтае-Саянского региона и Монголии – в плиоцене (6–3 млн лет назад), Забайкалья – в четвертичное время (последние 3 млн лет). Около 3 млн лет назад деформации достигли мощного пассивного упора Сибирского кратона, в результате чего была сформирована напряженная структура «сжатой пружины» между активным «интендером» Индийского континента и кратоном. В связи с этим почти одновременно выросли высокие горы на всей территории Центральной Азии. Пик максимального роста горных систем за последние 3 млн лет особенно четко выявляется по данным трекового датирования апатита и формирования моласс в межгорных бассейнах и передовых прогибах [5–17].

В результате коллизионного воздействия Индийского континента неоднородная литосфера Центральной Азии была подвержена складкообразованию и формированию разломных структур. На Тянь-Шаньском и Алтае-Саянском горных поясах выявлен режим литосферной деформации [17], включающий как литосферное сгибание (складкообразование), так и образование разломных структур в верхней коре. Как показано в [18], различные режимы складчатости в литосфере зависят от ее строения и реологии: складчатость верхней части земной коры моногармоничная, складчатость литосферной мантии бигармоничная, складчатость всей литосферы полигармоничная. Эти три режима контролируют длину волн складчатости, которая проявляется на поверхности как результат изгибания поверхности пенеплена. Параметры сгибания литосферы могут быть охарактеризованы длиной проявления топографических волн, которые измеряются между осями антиклинальной и синклинальной складок. Максимальная топографическая длина волн составляет около 200–300 км в Алтае-Саянской области и от 150–200 до 250–350 км в Тянь-Шане, и они отражают деформацию всей литосферы. Длина волн в интервале 35–70 км выражается в обоих регионах по стабильно простирающимся в западном и восточном направлении горным хребтам, чередующимся с позднекайнозойскими тектониче-

скими депрессиями. Вероятно, их проявления связаны с деформацией верхней части земной коры. За последние 3 млн лет в период проявления стадии максимального тектонического сжатия литосферы Центральной Азии стиль деформаций проявлялся путем сочетания длинных волн сгибания литосферы и более коротких волн сгибания верхней коры, сопровождавшегося разломообразованием.

Наличие деформированных в простые складки поверхностей пенеплена на высокогорных плато, окруженных изрезанными горными хребтами, представляет собой уникальную информацию, которая позволяет изучать параметры деформаций земной коры, взаимосвязей формирования рельефа и осадочных бассейнов. Так, Курайский и Чуйский бассейны в Алтае-Саянской области и Иссык-Кульский бассейн на Тянь-Шане являются типичными межгорными бассейнами, развивающимися в условиях сгибания литосферы [17]. Структурный и стратиграфический анализ позднекайнозойских отложений в бассейнах доказывает период интенсивной тектонической активизации между средним плиоценом (3.5 млн лет) и концом раннего плейстоцена (1 млн лет).

Таким образом, столкновение Индии и Евразии вызвало не только сокращение и поднятие Гималаев и Тибета, но и непрерывное взаимодействие между Индией и Евразией и рост Тибетского плато, которое в плейстоцене стало оказывать дополнительное влияние на реактивацию литосферы северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Монголия, Южная Сибирь). В результате реактивации неоднородного фундамента Центральной Азии проявилась высокая сейсмичность, которая сконцентрирована преимущественно по обрамлению микроконтинентов (Центрально-Тяньшаньский, Или-Джунгарский и Тувино-Монгольский) и Сибирского кратона, а также в зонах сочленения региональных разломов.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН и гранта правительства РФ (№ 14.Y26.31.0029).

- [1] 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 plumes // *International Geology Review*. 1996. V. 38. P. 430–466.
- [2] De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India – Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // *Himalayan Journal of Sciences*. 2004. V. 2. № 4. P. 121–122.
- [3] 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.
- [4] Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 29. P. 205–214.
- [5] Ветров Е.В., Буслов М.М., Де Гравэ И. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое – кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 1. С. 125–142.
- [6] De Grave J., Van den haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // *Radiation Measurements*. 2008. V. 43. P. 38–42.
- [7] De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Stockli D.F., McWilliams M.O., Batalev V., Van den haute P. Thermotectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia) // *Gondwana Research*. 2013. V. 23. P. 998–1020.
- [8] De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den haute P. Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: thermotectonic history of the Tuva region // *Tectonophysics*. 2014. V. 621. P. 44–59.
- [9] De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. Late-Paleozoic emplacement and Meso-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement // *Tectonophysics*. 2015. V. 662. P. 416–433.
- [10] Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Y., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul Plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Research*. 2011. V. 20. P. 745–763.
- [11] Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 45. P. 138–149.
- [12] Glorie S., De Grave J., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M.A., Van den haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*. 2012. V. 544–545. P. 75–92.

- [13] Gillespie J., Glorie S., Xiao W., Zhang Zh., Collins A.S., Collins N. Mesozoic reactivation of the Beishan, southern Central Asian Orogenic Belt: insights from low-temperature thermochronology // *Gondwana Research*. 2017. V. 43. P. 107–122.
- [14] Glorie S., De Grave J. Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: a review based on low-temperature thermochronology // *Geoscience Frontiers*. 2016. V. 7. P. 155–170.
- [15] Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S. Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // *Geology*. 2007. V. 35. P. 871–874.
- [16] Yuan W.M., Carter A., Dong J.Q., Bao Z.K., An Y.C., Guo Z.J. Mesozoic- tertiary exhumation history of the Altai Mountains, northern Xinjiang, China: new constraints from apatite fission track data // *Tectonophysics*. 2006. V. 412. P. 183–193.
- [17] Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // *Tectonophysics*. 2013. V. 602. P. 194–222.
- [18] Cloetingh S., Burov E.B. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms // *Basin Research*. 2011. V. 23. P. 257–290.



ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЛОКАЛИЗАЦИЯ СИЛУРИЙСКОЙ ФАУНЫ БРАХИОПОД *TUVAELLA* И *RETZIELLA*

М.М. Буслов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, buslov@igm.nsc.ru
Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Палеогеографические реконструкции, тектоническое и геодинамическое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса традиционно основаны на концепции последовательной аккреции различных по возрасту геодинамических комплексов Палеоазиатского океана (островных дуг, океанической коры и микроконтинентов) к Сибирскому кратону [1–11].

В основе альтернативного тектоногеодинамического районирования складчатого пояса предлагается выделить следующие единицы [12–16]:

1. Позднедокембрийско-палеозойский аккреционный ороген, состоящий из позднепротерозойской – раннеордовикской Кузнецко-Алтайской и позднепалеозойской Горно-Алтайской островных дуг в западной части Алтае-Саянской складчатой области, островных дуг Северного и Восточного Казахстана, Северо-Западного Китая (Чингиз-Тарбагатайская, Жарма-Саурская, Северо-Балхашская, Рудно-Алтайская, Джунгаро-Балхашская). В аккреционных клиньях аккреционного орогена широко представлены фрагменты позднепротерозойско-палеозойской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий, а также турбидитов глубоководных желобов. В аккреционном орогене встречаются только фрагменты океанической коры и отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает его формирование на конвергентной границе Палеопацифики. В современной структуре фрагменты аккреционного орогена приурочены к западной окраине Сибирского континента (северной части Алтае-Саянской горной области), представлены в Джунгарии, Восточном и Северном Казахстане, восточной и центральной части фундамента Западно-Сибирской плиты.

2. Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген, сформированный в результате субдукции под Тувино-Монгольскую и Казахстанскую (Кипчакскую) островные дуги литосферы Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты Гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Центрально-Тяньшаньский, Кокчетавский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов с Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дугой привела к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма и в целом к консолидации коллизионного орогена и формированию фундамента Казахстанско-Байкальского составного континента. С юга в среднем – позднем палеозое составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны. В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген (составной континент) представлен на Урале, в 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.

3. Среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая коллизионный и аккреционный орогены. В ее строении принимают участие фрагменты позднедокембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты. Вдоль сутурной зоны происходило взаимодействие по сдвиговой составляющей Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов с закрытием океанического бассейна с востока на запад.

Позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги, связанные с коллизией Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов, во многом нарушили первичные соотношения коллизионного и аккреционного орогенов, современным аналогом которых является юго-восточная окраина Азии, где происходит взаимодействие Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

Анализ возраста и диапазонов значений $sHf(t)$ детритовых цирконов из палеозойских осадочных пород Горного Алтая, представляющих образования Палеотихоокеанской плиты, и Алтае-Монгольского террейна, представляющего образования Палеоазиатской океанической плиты, показывает существенную разницу, особенно по наличию возрастного интервала 1000–750 млн лет. Магматические цирконы этого возраста характерны для докембрийских пород микроконтинентов Гондваны, которые локализируются исключительно в пределах Казахстанско-Байкальского составного континента (тектоническая плита Палеоазиатского океана).

В Центрально-Азиатском складчатом поясе широко развита силурийская мелководная бентосная фауна брахиопод *Tuvaella* и *Retziella*, обитающая в условиях субтропико-тропического пояса [10, 11]. В результате анализа структурного положения и геодинамической природы вмещающих брахиоподы осадков выявлено, что брахиоподы *Tuvaella* обитали по окраинам Обь-Зайсанского бассейна. Они обнаружены в окраинно-континентальных образованиях Сибирского континента и осадках эпиконтинентального моря и шельфа Казахстанско-Байкальского композитного континента. Брахиоподы *Retziella* обитали в эпиконтинентальных морях Гондваны во время ее рифтинга и обнаружены не только в континентальных блоках Центрально-Азиатского складчатого пояса (Тарим, Северный Китай, Южный Китай), но также в Австралии и Новой Зеландии.

Мелководная фауна брахиопод *Tuvaella* обнаружена в геодинамических комплексах двух глобальных тектонических плит, что указывает на ее возможное обитание только вблизи зоны их сочленения. Эта структура могла быть аналогом современного геодинамического режима Юго-Восточной Азии, где в зоне тройного сочленения происходит взаимодействие Индо-Австралийской, Тихоокеанской и Евразийской плит.

Таким образом, главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов [17], зародилась в позднем докембрии и представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса, соответственно, аккреционным и коллизионным типами орогенов.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН и гранта правительства РФ (№ 14.Y26.31.0029).

- [1] Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с.; Т. 2. 334 с.
- [2] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненишайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- [3] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
- [4] Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- [5] Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 91–108.
- [6] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the breakup of Rodinia // Gondwana Research. 2003. V. 6. P. 143–159.
- [7] Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
- [8] Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A. et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // Journal of the Geological Society. 2007. V. 164. P. 31–47.
- [9] Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril S.I., Kirillova G.L., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Tomurtogoo O., Yang H. A model of orogenic belts formation in Central and Northeast Asia // Tikhookeanskaya Geologiya. 2003. V. 22. № 6. P. 7–41.
- [10] Xiao W., Windley B., Sun S., Li J., Huang B., Han C., Yuan C., Sun M., Chen H. A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian – Middle Triassic in Central-East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. P. 477–507.
- [11] Torsvik T., Cocks L. Earth History and Palaeogeography. Cambridge: Cambridge University Press, 2017. 317 p.

- [12] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
- [13] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
- [14] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1911–1926.
- [15] Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 641–665.
- [16] Федоровский В.С., Скляр 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.
- [17] Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.



ДЕФОРМАЦИИ ГЕРЦИНСКОГО ВРЕМЕНИ В СТРУКТУРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАННЫЕ

В.А. Ванин¹, А.М. Мазукабзов¹, Д.С. Юдин²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Месторождение Голец Высочайший расположено на севере Иркутской области в пределах сложнодеформированных складчатых структур Байкало-Патомского пояса в Хомолхинском золоторудном узле. В структурном плане месторождение сосредоточено в висячем крыле частично эродированной Каменской флексурной антиклинали третьего порядка в одном километре к северу от ее шарнира.

Золоторудные зоны представлены послойными сульфидизированными (пирит, пирротин) углеродистыми сланцами, в составе которых преобладает серицит, кварц, карбонат при незначительном количестве хлорита. Рудные зоны залегают послойно, имеют падение 5–20° на север и вытянуты в субширотном направлении. Рудовмещающими породами являются нижняя и средняя подсвиты хомолхинской свиты, представленные переслаиванием темно-серых углеродистых песчаников, пелитов и алевролитов.

Помимо послойных золоторудных зон, на месторождении присутствуют слабозолотоносные, малосульфидные кварцевые жилы (более 1 м). Они часто будинированы и занимают секущее положение по отношению к основным структурным элементам (слоистость и кливаж осевой поверхности) месторождения.

Главными плоскостными структурными элементами на месторождении являются слоистость S_0 , кливаж осевой поверхности (ОП) S_1 и кренуляционный кливаж S_2 . Слоистость распознается с большим трудом на крыльях складок, что связано с наложением на нее элементов кливажа ОП. На плоскостях слоистости встречаются отполированные до блеска зеркала скольжения. По плоскостям слоистости зафиксированы межслоевые подвижки с образованием складок, будин и микроразломов. Кливаж ОП является сквозным, пронизывает насквозь слоистость деформированных слоев и почти соответствует наклону осевой поверхности рудоконтролирующей Каменской антиклинали и расположенной к северу от месторождения крупной Имняхской синклинали.

Продолжительные деформационные процессы привели к плоскопараллельной ориентировке слюдястых минералов по плоскостям кливажа ОП и трансформации его в сланцеватость (S_1). Кренуляционный кливаж (S_2) проявлен дискретно и в большей степени распространен в пределах золоторудных зон. Он характеризуется резкими и постепенными переходами от микроритонов к кливажной зоне.

Датирование межслоевого синтектонического серицита (обр. 1959) в замке крупной Имняхской синклинали, отобранного из верхней подсвиты хомолхинской свиты, дало возраст плато 343 ± 4 млн лет. Данный возраст плато соответствует возрасту формирования слюды в результате межслоевых скольжений. Датирование валовой пробы серицитизированного сланца с развитым в нем кренуляционным кливажом в средней подсвите хомолхинской свиты за пределами месторождения дало возраст плато 326 ± 4 млн лет. Датирование валовой пробы серицитизированных углеродистых сланцев (обр. РЗВ) с развитым в нем кренуляционным кливажом в средней подсвите хомолхинской свиты из рудной зоны дало возраст плато 325 ± 4 млн лет. Датирование слюды (обр. 1853), отобранной из зальбанд секущей слабозолотоносной кварцевой жилы, демонстрирует более поздний возраст – 321 ± 4 млн лет и предположительно отражает возраст формирования разрывных нарушений и заполнения их кварцевым материалом.

Из приведенных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных возраста слюдястых минералов-индикаторов тектонических процессов в совокупности с геолого-структурными наблюдениями становится очевидным, что $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод анализа монофракций серицита в данном случае фиксирует лишь гер-

цинские события (340–320 млн лет). Более раннее событие – раннепалеозойский тектонический этап (450–440 млн лет), известный по литературным источникам [1–3], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по синтетектоническому серициту зафиксировать не удалось. Этот этап ознаменовался тем, что в раннем палеозое в связи с коллизионно-аккреционными процессами была сформирована основная складчатая структура рассматриваемого района с образованием лежащих сжатых и флексурных антиклинальных складок, замки и крылья которых являются структурными ловушками для прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации. В заключительную стадию этого этапа был сформирован сквозной кливаж, субпараллельный осевой поверхности складок.

Последующий тектонический этап, который мы фиксируем $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом датирования синтетектонического серицита, приходится на герцинское время (340–320 млн лет). По времени он совпадает со становлением многофазного Ангара-Витимского батолита, который прорывает складчатые структуры, сформированные в раннепалеозойский этап. Геолого-структурными наблюдениями установлена четкая последовательность проявления тектонических импульсов в герцинское время. Наиболее ранний импульс отражает динамическое воздействие на сформированные складчатые структуры в раннем палеозое. Этот импульс зафиксирован в виде образования будинаж-структур, мелких складок и смещений как по плоскостям слоистости, так и по плоскостям сквозного кливажа осевой плоскости.

Следующий тектонический импульс проявился в виде структур кренуляционного кливажа, которые хорошо выражены при наложении на тонкорассланцованные породы. Наиболее поздний тектонический импульс проявился формированием кварцевых жил, занимающих секущее положение по отношению к элементам слоистости и кливажа ОП [4].

Трудности в выделении анализируемого материала (серицита) в совокупности с погрешностью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода определения возраста тектонических процессов не позволяют надежно определить временной период проявления каждого из тектонических импульсов.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-380025.

- [1] Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // ДАН. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241. doi:10.1134/S1028334X07050339.
- [2] Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64. doi:10.1134/S1075701511010077.
- [3] Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Иванов А.В., Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Велевецкая Т.А., Радомская Т.А., Блинов А.В., Бабяк В.Н. Типоморфизм, типохимизм и изотопно-геохимические характеристики сульфидов железа месторождения Голец Высочайший (Восточная Сибирь) // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. № 1. С. 63–75. doi:10.31857/S0869605521010123.
- [4] Ванин В.А., Мазукабзов А.М. Структура золоторудного месторождения Голец Высочайший (Северное Забайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 60–75. doi:10.5800/GT-2021-12-1-0512.



БОЖЕХАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО ПРОГИБА – КРАЕВАЯ БАРЬЕРНО-РИФОВАЯ СИСТЕМА КЕМБРИЙСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАСЕЙНА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Г. Вахромеев, Т.Н. Корнилова, Н.В. Мисюркеева, Н.И. Степанова,
Г.Г. Шемин, Р.А. Уренко, А.М. Станевич, Г.Я. Шутов

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

Геологическое строение карбонатных толщ в краевых областях Восточно-Сибирского солеродного мегабассейна более века вызывает повышенный интерес у геологов (Обручев, 1892, 1897, 1935). В толще нижнекембрийских осадочных отложений юга Сибирской платформы (ЮСП) более 80 % разреза представляют первично-карбонатные осадки (Методические, 1990). Карбонатные горизонты и разделяющие их толщи представлены [5 и др.] различными генетическими типами карбонатных, галогенных и сульфатно-карбонатных пород, отложение которых шло в бассейнах с морским или эвапоритовым режимом осадконакопления в различных фациальных зонах, последовательно сменявшихся в разрезе и пространстве. По условиям седиментации в разрезе выделяются органогенные, обломочные и хемогенные доломиты.

На региональных стадиях изучения кембрия органогенным карбонатам была, по сути, отведена роль индикаторов возраста, на основании которых разрабатывались стратиграфические схемы. «Биогенной же инситу природы материала и его активной роли в строительстве подводного рельефа» [8, с. 67] детального внимания не уделялось. Сегодня доказано «формирование многочисленных – и открытоморских, и закрытошельфовых (в их числе Иркутский, Непский и др.), разделенных карбонатными платформами» вместо одного [5] эпиконтинентального бассейна [8, с. 66]. Принципиально также положение о существовании на территории ЮСП в кембрии не только отдельных органогенных построек, но и краевых барьерно-рифовых систем, типичных для карбонатных бассейнов мира, и «формирование толщ в режимах и динамике, поразительно сходной для разных континентов во все времена геологической истории» [8, с. 77].

По мере роста изученности кембрийского разреза гигантского Восточно-Сибирского солеродного мегабассейна формируется и новое представление об эволюции в кембрии окраин его южного замыкания. Новые модели [3, 8], (Сухов, 2017) – это веское основание вернуться к геолого-геофизическим материалам и результатам структурного и нефтегазопроискового бурения прошлых лет на юге, в пределах Покровского поднятия Иркутского амфитеатра. Здесь в 60-е годы XX века глубоким бурением установлено системное обессоливание разреза C_1 в краевой области ЮСП. Многие исследователи (Мордовский, 1959; Королюк, 1962, 1967; Жарков, Чечель, 1973; Замараев, 1977; и др.) трактовали это явление как фациальный переход кембрийских галогенно-карбонатных толщ в карбонатные, фациальное замещение вследствие смещения палеогеографических условий осадконакопления. Восточная граница фациального замещения разделяла области замкнутых лагун и открытого морского бассейна, области повышенной и пониженной солености. Такой разделяющей, барьерной структурой в краевой зоне Иркутского амфитеатра является Божеханское линейное поднятие, или вал, сформированное в осадочных толщах венда и нижнего кембрия и вскрытое бурением скважин Каменных-1, -2, Божеханской-1. Это самая крупная линейная положительная структура южной части внешнего крыла Ангаро-Ленского палеопрогиба в осадочном чехле, которая протягивается от окрестностей пос. Усть-Орда на северо-восток до р. Лены на расстояние более 300 км при ширине около 10 км (Замараев, 1964) и изучена региональным профилем «Ковыкта – Предпато» через Шонский лицензионный участок. Поднятие имеет ширину от 5 до 30 км, амплитуду 500–800 м и, реже, до 1000 м.

На основании исследований И.К. Королюк (1956, 1959, 1960, 1962, 1967) карбонатных пород докембрия и кембрия в обнажениях и в шлифах авторами доклада было сформулировано предположение, что осевая часть сопредельного Божеханскому Ахинского вала с венд-кембрия также была основой для органогенных построек барьерного рифового типа. По данным ГРП прошлых лет в биркинском и бильчирском горизонтах органогенные карбонатные породы

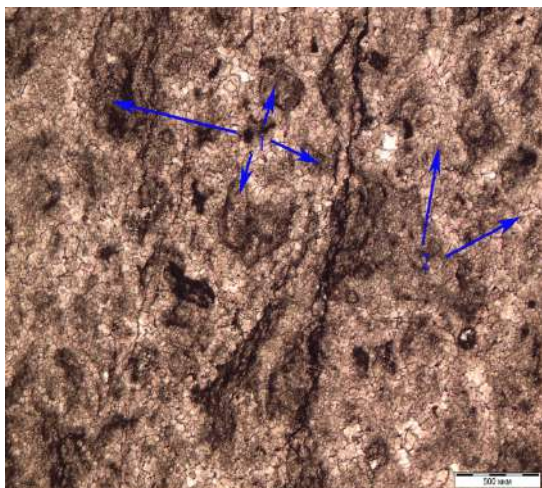


Рис. 1. Ахин_1_р, 1268а. 1 – катаграфии; 2 – межформенный с/з доломит. Гл. 2548.5 м.

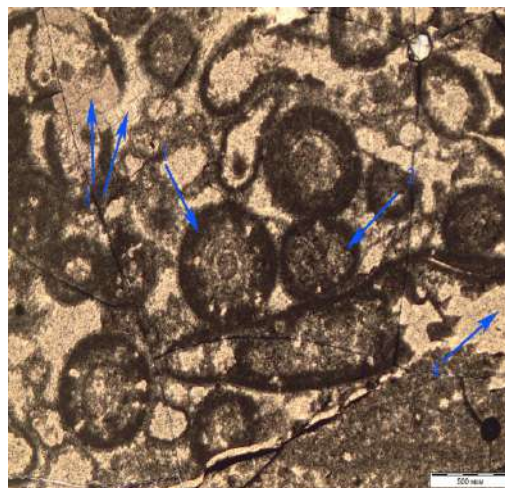


Рис. 2. Шл. № Христ 5_1285. Гл. 912м. 1 – *Osagia aff recta*; 2 – *Osagia aff tenuilamellata*; 3 – Ангидрит; 4 – м/з доломит.

имеют широкое распространение на территории амфитеатра (скважины в пос. Ахины, Бильчире, Бирках, Радуге, Христофорово, Атовке). Онкоиды ангарской и булайской свит, по И.К. Королук (1956, 1967), развиты в крыльях и сводах отдельных куполовидных поднятий. Вероятно, в этот период в кембрийском солеродном бассейне были отдельные участки мелкого моря. Подобное явление описано для Непско-Ботубинской антеклизы [1, 2, 6], где разведочным бурением вскрыты рифогенные постройки в преображенском, усть-кутском и осинском горизонтах. Сегодня это высокоперспективные объекты нефтедобычи, и поисково-разведочные работы сориентированы на выявление и локализацию таких построек.

Авторам доклада представилась возможность изучить коллекцию шлифов керна (рис. 1, 2), отобранного из карбонатных толщ венд-кембрия и нижнего кембрия из Ахинских скважин в районе Божеханского вала и северо-западнее, в области Покровского поднятия: Христофоровской скв. № 5, Тутурской № 1. В керне из скв. Ахинской № 1 отмечены микрофитолитовые (осагиевые – *Osagia* и глебоситес – *Glebosites*) доломиты с реликтами сфероморфных (*Leiosphaeridia*) и нитчатых (*Oscillatoria*) микрофоссилий. В таких доломитах, только на других участках ЮСП, в частности в осинском горизонте усольской свиты, ранее были выявлены акритархи, микрофитолиты, водоросли, археоцитаты и неопределенные обломки трилобитов (Воробьев, Ильин и др., 1996). Из этих органических остатков наибольшее количество принадлежит сине-зеленым водорослям *Renalcis*. Много реликтовых представителей красных *Epiphyton*. Появились водоросли родов *Chabakovia*, *Kordephyton*, *Korilophyton*, трубчатые *Proaulopora*. Из микрофитолитов доминируют сетчатые группы *Marcovella*, сгустковые группы *Nubercularites*, менее распространены из группы *Hieroglyphites* [4]. Кроме того, отмечены *Glebosites* и *Osagia*. Вероятно, что большое количество выделяющих известь сине-зеленых водорослей и цианобактерий, таких как *Oscillatoria* и др. [7], являлись «строителями» микрофитолитов *Glebosites* и *Osagia* в том числе. Рассматриваемые органогенные доломиты похожи на реликтово-органогенные доломиты осинового горизонта Даниловской площади. Сходство литологического и биологического состава этих пород предполагает, что скважинами Ахинской группы, Тутурскими и Христофоровскими вскрыты изолированные участки обособленных биогермных зон, аналогичные рифогенным структурам Непского свода.

Выводы. Именно органические постройки на Божеханском поднятии и в сопредельных антиклинальных структурах в осадочном чехле следует считать геологическим аргументом сингенетичности положительных структур Покровского поднятия. Карбонатные постройки и платформы формировались на локальных поднятиях фундамента (Атовско-Шамановская), гребнях сингенетичных складчатых форм (Божеханская, Христофоровская, Коркинско-Тутурская и др.). Божеханский вал с верхнего (карбонатного) венда и в кембрии играл роль большого барьерного рифа, разделявшего бассейны разной солености. Северо-западнее формировался замкнутый бассейн, в котором циклически шло отложение карбонатов и солей. В итоге в классическом осадочном процессе [8] в нижнем кембрии сформировались карбонатные платформы – Покровская, Атовско-Шамановская, Коркинско-Тутурская, Христофоровская, Верхнехандинская, Шонская и

др. Позднее, в силуре – девоне, активизация шарьяжно-надвигового процесса привела к формированию в поле Покровской карбонатной платформы линейной складчатости аллохтонного типа, относимой к Манзурскому сектору Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (Сметанин, 2000; и др.). Природная неоднородность аллохтона в части увеличенного по толщине пакета карбонатных пластов на участках органогенных построек, несомненно, отразилась на последующей эволюции кембрийских толщ, на степени трещиноватости карбонатных пластов-коллекторов.

- [1] Гайдук А.В., Альмендингер О.А. Условия формирования и критерии прогноза зон улучшенных коллекторских свойств древних венд-кембрийских резервуаров // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». 2013. № 1. С. 10–13.
- [2] Калинин Л.И., Шутков Г.Я. Рифогенные отложения среднемошской подсистемы Непского свода юга Сибирской платформы // Советская геология. 1981. № 1. С. 68–72.
- [3] Конторович А.Э., Варламов А.И., Ефимов А.С. и др. Стратиграфическая схема кембрийских отложений юга предъенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 3. С. 443–465.
- [4] Лучинина В.А. Палеоальгология при переходе от циано-бактериальной (строматолитовой) к водорослевой экосистеме на примере кембрийских отложений Сибирской платформы // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы / Ред. С.В. Рожнов. М.: ПИН РАН, 2011. С. 26–37.
- [5] Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
- [6] Мышевский Н.В. Игнашинский барьерный риф – новый перспективный объект на Непском своде // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 11. С. 99–107.
- [7] 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.
- [8] Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия / Ред. Ю.Я. Шабанов. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.



КАРТИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ВЕРХНЕЛЕНСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ, ИРКУТСКИЙ АМФИТЕАТР, ПО ДАННЫМ СОВРЕМЕННОЙ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

А.Г. Вахромеев¹, А.Л. Мейснер², А.В. Колмаков², А.С. Смирнов³,
И.В. Горлов³, Н.В. Мисюркеева¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, andrey_igp@mail.ru

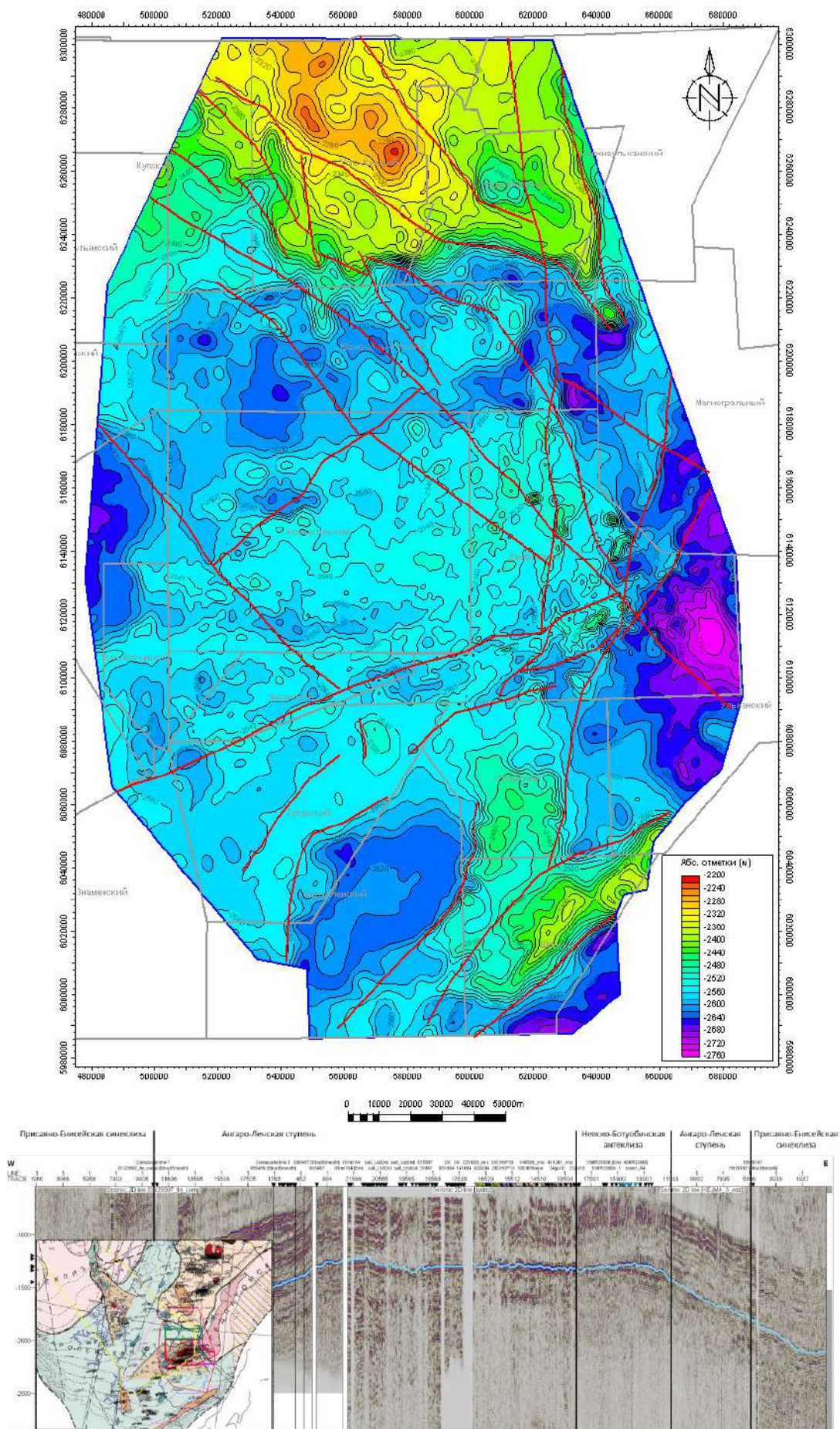
² Москва, АО ГНПП «Аэрогеофизика»

³ Тюмень, ООО «Газпром ВНИИГАЗ»

Ангаро-Ковыктинская зона нефтегазоаккумуляции (ЗНГН) [10, 4], в которой локализовано Ковыктинское газоконденсатное месторождение-гигант, располагается в пределах Верхнеленского сводового поднятия, основного положительного структурного элемента зоны сочленения Ангаро-Ленской ступени и Предбайкало-Предпатомского регионального прогиба [4, 5, 12, 13 и др.]. Верхнеленское поднятие, формирование современного структурного плана которого происходило многоэтапно [6, 9], является наиболее крупным тектоническим элементом на Ангаро-Ленской ступени (рисунок). По режиму проявления тектонических движений в новейший этап оно отнесено к областям горообразования. Суммарные амплитуды неотектонических поднятий здесь 500–1000 м, максимальные – до 1500 м (Золотарев, 1974). По Г.Я. Шутову [13], Верхнеленское поднятие на востоке и юго-востоке граничит с Предбайкальским и Предпатомским региональными прогибами, на юге и юго-западе ограничено Куленгской седловиной и Божеханским валом. Из сопоставления местоположения глубоких скважин с притоками УВ [4] следует, что в контуре Верхнеленского поднятия оказались практически все известные месторождения и скважины с проявлениями УВ.

В 2021 г. продолжена современная аэрогравимагнитная съемка в пределах Ангаро-Ковыктинской зоны газонакопления с целью выявления перспективных объектов на основе комплексной интерпретации [1, 2, 7] полученных данных совместно с результатами сейсморазведки и бурения. Анализ архивных геолого-геофизических материалов, данных бурения, ГИС и иных данных по изучаемому лицензионному участку и сопредельным площадям показал, что данные прошлых лет не обладают достаточной точностью и разрешающей способностью для решения поисковых задач [5, 8, 11], но могут быть использованы для регионального анализа и тектонического районирования.

Предложенная [4] граница Верхнеленского сводового поднятия была нанесена на сводные карты гравитационного и магнитного полей. В целом, граница хорошо коррелируется с региональной структурой гравитационного поля после введения поправки за изостазию. Северную границу Верхнеленского сводового поднятия можно провести по разломной зоне, разделяющей структуры Непско-Ботуобинской антеклизы и Ангаро-Ленской ступени. Эта граница выделяется полосой пониженных значений поля силы тяжести, протягивающейся в северо-западном направлении. Верхнеленское сводовое поднятие отделено разломами северо-западного направления от Усть-Кутского свода, оконтуренного на карте рельефа кристаллического фундамента изогипсой –2350 м. Западная граница Верхнеленского сводового поднятия намечается по южному продолжению Таймыро-Саянской линейной зоны разломов. Эта граница отражается в региональном поле силы тяжести в виде пограничной зоны между областью отрицательных и слабоположительных аномалий и расположенной западнее полосой положительных аномалий. Поверхность фундамента в пределах участка работ имеет слабо дифференцированный рельеф с глубиной залегания от –2300 м до –2700 м. По разломам фундамент разбит на тектонические блоки, осложненные поднятиями и выступами, поверхность которых трещиновата и на отдельных участках с корой выветривания. Для северо-западной части изученной площади характерны разломы северо-западной ориентировки. На востоке распространены в фундаменте разломы северо-западного и субмеридионального направлений, в том



Структурная карта Верхнеленского поднятия по поверхности кристаллического фундамента (горизонт F) и композитный сейсмический разрез.

числе один из наиболее значительных разломов площади – Таймыро-Байкальский трансконтинентальный. Он прослеживается на участке исследований на протяжении около 200 км.

Центральную часть изучаемой территории занимает Ковыктинский выступ. На юго-востоке и востоке данная структура контролируется системой разрывных нарушений, ограничивающих Жигаловскую и Хандинскую надразломные брахиантиклинали (валы). С востока и запада Ковыктинский выступ ограничен впадинами. Западная впадина контролируется тектоническим нарушением, ограничивающим Хандинский вал. В южном направлении, южнее Жигаловского вала, наблюдается плавный подъем кровли кристаллического фундамента. Максимальные значения глубины отмечаются в юго-восточной части территории, в пределах Мечикской впадины [5], которая может быть отнесена к Предбайкало-Предпатомскому региональному прогибу, и составляют –2700 м. Разница между минимальной и максимальной глубиной залегания поверхности фундамента достигает 460 м.

Субмеридиональное Ангинское (Очаульское) горстообразное поднятие в южной части структурной карты, вероятнее всего, является продолжением группы Хандинско-Тулукутмурских валообразных поднятий, выявленных по результатам сейсморазведочных работ МОГТ-3D. Ширина горста достигает 25 км, а его амплитуда – около 80 м. Абсолютные отметки в сводовой части поднятия достигают значений –2460 м. Вдоль выделенного по результатам моделирования горстового блока проходит региональный сейсмический профиль МОГТ-2D «Ковыкта – Предпатом», по которому наблюдается монотонное воздымание поверхности фундамента в южном направлении. Южнее, перпендикулярно горстовому поднятию, с северо-востока на юго-запад выделяется вытянутая антиклинальная структура Качугского вала, параллельная выявленному южнее Божеханскому валу. На волновой картине временного регионального профиля «Ковыкта – Предпатом» в области выделенного вала и южнее наблюдается практически полное отсутствие отражений, что может объясняться мощным поглощением сейсмической энергии в зонах развития соляной тектоники.

Проведенное моделирование вещественно-петрографического состава фундамента участка работ позволяет сделать заключение, что верхи геологического разреза фундамента сложены преимущественно породами кислого состава. В них в виде отдельных изометричных пятен присутствуют только граниты или только гнейсы. Реже встречаются участки метаморфических магматических пород основного состава – амфиболитов, долеритов. Часть этих пород подверглась процессам выветривания и разуплотнены. На востоке площадь работ сложена главным образом породами среднего состава с широким распространением участков пород основного состава.

Составлена геолого-геофизическая модель регионального геологического строения фундамента. При ее составлении использовалась карта петрофизической классификации, модели эффективной плотности, эффективной намагниченности и их трансформанты, поле силы тяжести, аномальное магнитное поле, структурная карта фундамента, данные бурения. Границы вещественно-петрофизических комплексов проведены с учетом градиентных зон и разделяющих их разрывных нарушений.

Кровля чорской свиты венда на территории исследований отождествляется с кровлей терригенного подсолевого комплекса. Комплекс с угловым несогласием залегает на породах фундамента, конформно облекая его поверхность, выполаживаясь выше по разрезу. Мощность терригенного комплекса повышается на юг от Ковыктинского месторождения и Жигаловского вала. Анализ мощности терригенного комплекса между смоделированными горизонтами М2 (кровля верхнечорской свиты) и Ф (поверхность фундамента) позволяет предполагать распространение рифейских отложений в южной части площади. Здесь, в юго-западном окончании Предбайкало-Предпатомского прогиба, мощность терригенного комплекса венда может достигать 650 м, тогда как в северной части площади работ она варьируется от 100 до 400 м.

В южной части площади закартированы положительные структуры, похожие по своим магнитным и гравитационным свойствам на гранитоиды фундамента на Ковыктинском ГКМ, причем они практически не изучены сейсморазведкой и бурением. Выделенные структуры представляют интерес с точки зрения поисков месторождений УВ [3], здесь прогнозируются ловушки в положительных формах облекания над выступами пород фундамента.

Выводы. На основе вновь проведенной аэрогеофизической съемки и архивных данных уточнены границы и строение Верхнеленского сводового поднятия как структуры, важной для понимания распространения Ангара-Ковыктинской ЗНГН.

[1] *Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Изучение строения кристаллического основания платформенных областей по данным магниторазведки и гравитаразведки // Геофизика. 2003. № 6. С. 55–58.

- [2] *Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Буш В.А., Трусов А.А.* Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений нефти и газа // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 13–18.
- [3] *Варламов А.И., Ларкин В.Н., Копилевич Е.А., Сурова Н.Д., Патрикеев П.А., Вальчак В.И.* Прогнозирование новых зон нефтегазоаккумуляции в юго-западной части Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 2013. № 1. С. 5–11.
- [4] *Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Мазукабзов А.М., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Шутов Г.Я., Огибенин В.В.* Верхнеленское сводовое поднятие – главный объект подготовки ресурсной базы углеводородного сырья на юге Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. № 3. С. 38–56.
- [5] *Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий.* Масштаб 1:500000 / Ред. В.Г. Кузнецов, П.М. Хренов. Иркутск, 1982.
- [6] *Жарков М.А., Замараев С.М.* История тектонического развития юга Сибирской платформы // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964. С. 135–145.
- [7] *Колмаков А.В., Трусов А.А., Мейснер А.Л., Григорьев Г.С.* Моделирование морфологии отражающих горизонтов в межпрофильном пространстве по данным потенциальных полей методами глубокого обучения // ГеоЕвразия-2020. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии: Труды III Международной геолого-геофизической конференции и выставки. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2020. С. 94–99.
- [8] *Лукинов В.И.* Авлакогены Сибирской платформы // Критерии оценки перспектив нефтегазоносности и направления геологоразведочных работ на Сибирской платформе. М.: ВНИГНИ, 1988. С. 56–66.
- [9] *Мазукабзов А.М.* Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 33 с.
- [10] *Мельников Н.В., Мельников П.Н., Смирнов Е.В.* Зоны нефтегазоаккумуляции в районах проведения геологоразведочных работ Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1151–1163.
- [11] *Савинский К.А.* Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М.: Недра, 1972. 324 с.
- [12] *Смирнов А.С., Вахромеев А.Г., Курчиков А.Р. и др.* Выявление и картирование флюидонасыщенных анизотропных трещинных коллекторов Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2019. № 5 (329). С. 4–12.
- [13] *Шутов Г.Я.* Верхнеленское сводовое поднятие – новый перспективный объект для поисков залежей газа в Ангара-Ленской НГО // Геология нефти и газа. 1987. № 1. С. 5–9.



ПЕТРОГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДЕВОНСКИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ (Ta-Nb) ГРАНИТОВ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ТУВЫ

Е.В. Ветров¹, А.Н. Уваров², Е.А. Пихутин²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vetrov@igm.nsc.ru

² Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, uvarov_an_1946@mail.ru; ea.pi@ya.ru

Таннуольский каледонский террейн, расположенный в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформирован в результате субдукционных и аккреционно-коллизийных событий на юго-западной окраине Сибирского палеоконтинента. Он сложен преимущественно кембрийскими островодужными вулканитами, интродуцированными многочисленными гранитоидами с возрастом от раннего кембрия до позднего ордовика [1–3]. Во время заключительной стадии формирования Таннуольского террейна в позднем ордовике гранитоидный магматизм сопровождался кислым вулканизмом вдоль субширотных региональных разломов в южной части террейна [4]. В раннем девоне разломные структуры, контролирующие эволюцию Таннуольского террейна, были реактивированы [5] одновременно с началом заложения Тувинского герцинского прогиба, наложенного на Таннуольский террейн в его северо-западной части.

Редкометалльные граниты среди островодужных и коллизийных гранитоидов Таннуольского террейна обнаружены впервые. Они слагают несколько небольших разрозненных массивов округлой формы площадью 0.5–2.5 км², прорывающих среднепозднекембрийские гранитоиды таннуольского комплекса. Гранитные массивы приурочены к субширотной разломной зоне и сложены преимущественно красноватыми и красновато-серыми среднезернистыми до крупнозернистыми рибекитовыми гранитами. В данной работе мы приводим первые результаты геохронологических (U-Pb датирование цирконов), геохимических и изотопных (Sm-Nd) исследований этих гранитов.

U-Pb датирование цирконов выполнено методом SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Проанализировано 20 зерен циркона из рибекитовых гранитов с магматической осцилляторной зональностью, и получен конкордантный возраст 383.8 ± 2.4 млн лет (MSWD=0.93). Содержание U от 176 до 1340 г/т, концентрации Th от 50 до 684 г/т и отношение Th/U цирконов от 0.12 до 0.78 указывают на магматическое происхождение этих цирконов и позволяет интерпретировать полученный U-Pb возраст как возраст магматической кристаллизации изученных гранитов.

По геохимическому составу граниты характеризуются чрезвычайно высокими содержаниями SiO₂ (от 75.2 до 78.2 мас. %) и переменными содержаниями щелочей (Na₂O+K₂O) от 6.0 до 8.9 мас. %, низкими содержаниями большинства породообразующих элементов: Al₂O₃ (10.3–12.2 %), MgO (0.10–0.51 %), CaO (0.07–0.85 %), TiO₂ (0.01–0.17 %), P₂O₅ (0.03–0.05 %); суммарное железо Fe₂O₃ tot колеблется от 1.2 до 4.0 %. Рибекитовые граниты являются щелочными (A/CNK=0.83–1.30 и A/NK=0.85–1.36), железистыми (Fe₂O₃tot/(MgO+Fe₂O₃tot)=0.80–0.98) и известково-щелочными до щелочно-известковых (Na₂O+K₂O–CaO=5.8–8.5). Большинство основных породообразующих элементов (например, K₂O и Na₂O) не имеют положительной корреляции с увеличением SiO₂, кроме Al₂O₃, что исключает кристаллическое фракционирование ферромагнезиальных минералов, таких как рибекит.

Граниты имеют высокое суммарное содержание редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE}=153\text{--}678$ г/т). Они выявляют высокофракционированные нормированные на хондрит спектры REE с обогащением HREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=0.68\text{--}7.68$) и сильными отрицательными аномалиями Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.09\text{--}0.23$). На мультиэлементных спектрах, нормированных на примитивную мантию, все образцы показывают сильное обогащение Ta, Pb, Zr и обеднение по Ba, Sr и Ti. Значительное обеднение Ba, Sr, P, Ti и Eu указывает на высокую роль фракционной кристаллизации во

время формирования рибекитовых гранитов. Сильное обеднение Eu, Ba и Sr требует обширного фракционирования плагиоклаза и/или калиевого полевого шпата. Обеднение Р и Ti может быть связано с фракционной кристаллизацией апатита и оксидов железа. С другой стороны, контаминация веществом земной коры может привести к обеднению Р и Ti. Вышеперечисленные геохимические особенности гранитов позволяют классифицировать их как граниты А-типа, формирование которых может быть связано с фракционной кристаллизацией базальтовой магмы при участии коровой контаминации.

Изотопные (Sm-Nd) исследования показали первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0.512445 до 0.512477 с положительными значениями ϵNd (t) от 5.59 до 6.52. Расчетный двухступенчатый модельный возраст рибекитовых гранитов составляет от 0.61 до 0.52 млрд лет. Полученные значения ϵNd (t) несколько выше, чем для вмещающих кембрийско-ордовикских магматических пород Таннуольского террейна, и указывают на их происхождение от обогащенного мантийного источника. Рассчитанные модельные возрасты T_{DM1} (от 1.18 до 0.94 млрд лет) существенно отличаются от модельных возрастов T_{DM2} (от 0.61 до 0.52 млрд лет). Такие большие различия между одноэтапным и двухступенчатым модельными возрастами Nd обычно указывают на высокую степень фракционирования и / или неоднородные источники. Как было упомянуто ранее, высокая степень фракционной кристаллизации играет решающую роль в формировании исследуемых пород и может объяснить это несоответствие.

Становление редкометалльных гранитов, контролируемых субширотной зоной глубинных разломов, маркирует короткий период растяжения и последующего рифтогенеза в пределах Таннуольского террейна. Вероятно, активизация разломов связана с развитием рифтогенного Тувинского прогиба в девоне к северо-западу от района исследований. Однако в живете нет свидетельств магматической активности в пределах Тувинского прогиба, где в это время накапливались континентальные карбонатно-терригенные отложения. Тем не менее эпизод живетского растяжения мог вызвать апвеллинг небольшого объема астеносферной мантии, послужившей источником для исследованных гранитов. В свою очередь, поднятие астеносферной мантии могло быть связано с активностью мантийного плюма под северными районами Центрально-Азиатского орогенного пояса в живетский период.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках проекта № 19-05-00145 и государственного задания ИГМ СО РАН.

- [1] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
- [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] Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641–655.
- [4] Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И., Летников Ф.А., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С., Червяковская М.В. Петрогенезис деспенских вулканогенных образований среднепозднеордовикской вулканоплутонической ассоциации Таннуольского террейна (юго-запад Тувы) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 6. С. 782–799.
- [5] Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // Minerals. 2020. V. 10. 56. doi:10.3390/min10010056.



ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И ИЗОТОПИИ (SR, C, O) ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САЛАИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

Н.И. Ветрова¹, Е.В. Ветров¹, Н.Г. Солошенко²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
pisareva@igm.nsc.ru; vetrov@igm.nsc.ru

² Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН soloshenko@igg.uran.ru

Геологическая история формирования позднепротерозойских – раннепалеозойских осадочных бассейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса, связанных с существованием Палеоазиатского океана, несмотря на продолжительное изучение, до сих пор имеет массу нерешенных проблем, важнейшей из которых является оценка времени и условий седиментации отложений. Для установления интервала накопления карбонатных осадочных последовательностей в последние десятилетия широко применяется метод стронциевой изотопной хемотагграфии, основанный на вариациях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в морской воде.

Осадочная последовательность Салаирского бассейна представлена венд(?)–кембрийскими известняками кинтерепской и гавриловской свит, карбонатно-терригенными отложениями суенгинской и анчешевской свит, вулканогенными образованиями печеркинской свиты, среднекембрийскими молассоидами бачатской свиты, кембро-ордовикскими вулканогенно-осадочными ассоциациями орлиногорской, ариничевской, чебуринской и краснянской свит, мощным ритмично построенным турбидитовым кембро-ордовикским комплексом зелено-фиолетовой серии. В целом структурно-вещественный ансамбль позднепротерозойского – раннепалеозойского Салаирского бассейна отвечает латеральному ряду, включающему формации океанической островной дуги, ее склона и глубоководного желоба. Возраст осадочной последовательности Салаирского бассейна принят условно на основании палеонтологических определений нижней карбонатной части разреза и не имеет подтверждения прецизионными методами. В известняках гавриловской свиты юго-восточной части Салаира известны микрофитолиты *Osagia mongolica* Vol., *O. kuvaika* Jaksch., *Gleocapsella gincingeri* Posp.; водоросли *Epiphyton* sp., *Razumovskia* sp., *Girvanella* sp., *Renalcis* sp. *Proaulopora* sp.; крустификаты *Stromatactis palaeozoicus* Posp. и редкие фрагменты археоциат *Robustocyathus*? sp., что определяет их раннекембрийский возраст.

В рамках исследования был изучен разрез карбонатных отложений кинтерепской свиты. Основными критериями отбора образцов являются отсутствие видимой примеси терригенного и глинистого материала, прожилков, перекристаллизации, ожелезнения и удаленность от тектонических контактов. Геохимическое изучение карбонатов кинтерепской свиты (определение содержаний Ca, Mg, Fe, Mn и Sr было проведено атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometr, ИГМ СО РАН) показало, что разрез представлен чистыми известняками (Mg/Ca от 0.002 до 0.016). В образцах с долей нерастворимого алюмосиликатного остатка, не превышающей 10 %, концентрации Mn и Fe варьируются от 34 до 379 г/т и от 630 до 9200 г/т соответственно, содержания Sr достаточно высокие – от 2800 до 6300 г/т. Три образца с максимальными долями терригенной примеси (12–42 %), характеризующиеся повышенными концентрациями Mn и Fe (950–1730 г/т и 10200–18000 г/т), были исключены из дальнейших исследований. Отбор образцов с наименее нарушенной изотопной системой, отражающей изотопный состав стронция и углерода среды седиментации, производился на основе геохимических критериев (Mg/Ca ≤ 0.024, Mn/Sr ≤ 0.2, Fe/Sr ≤ 5.0) [1]. Низкие значения Mn/Sr отношения – от 0.007 до 0.095, а также Fe/Sr отношения от 0.1 до 2.3 известняков кинтерепской свиты указывают на незначительную степень постседиментационных изменений и их пригодность для изотопных исследований.

Подготовка карбонатов для дальнейшего изучения изотопного состава Sr проводилась с использованием метода селективного растворения [2], обеспечивающего удаление эпигенети-

ческих карбонатных фаз и позволяющего обогатить карбонатную вытяжку искомыми элементами. Для выделения Rb и Sr карбонатных пород использовали хроматографическое разделение в колонках с катионитом Dowex 50×8 с дополнительной очисткой фракции стронция через смолу Sr-спес (BioRad). Содержания рубидия и стронция, а также изотопный состав Sr определялись на масс-спектрометре TritonPlus (ЦКП «Геоаналитик» УРО РАН, г. Екатеринбург). Коррекция на изотопное фракционирование Sr производится при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.37521$. На время измерительной сессии значение NIST SRM 987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710258\pm 9$ (2 σ , n=9). Изотопные исследования были проведены для 12 наименее измененных образцов карбонатных пород кинтерепской свиты Салаирского бассейна. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения известняков кинтерепской свиты возрастают от 0.70849 до 0.70858 снизу вверх по разрезу. Изотопный состав углерода карбонатных пород кинтерепской свиты показывает узкий интервал значений с постепенным возрастанием $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от -0.7 до $+0.9$ ‰ снизу вверх по разрезу, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ изменяется от 20.1 до 23.8 ‰.

Сопоставление полученных данных с кривыми вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в палеоокеане [3, 4] показало, что накопление карбонатных пород кинтерепской свиты Салаирского бассейна происходило в интервале 550–515 млн лет назад.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 20-45-543001 и государственного задания ИГМ СО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УРО РАН осуществляется при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

- [1] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- [2] 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.
- [3] Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research. 2010. V. 182. P. 337–350.
- [4] Babcock L.E., Peng S.-C., Brett C.E., Zhu M.-Y., Ahlberg P., Bevis M., Robison R.A. Global climate, sea level cycles, and biotic events in the Cambrian Period // Palaeoworld. 2015. V. 24. P. 5–15.



ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ПЕРМСКИХ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОВ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛБА-НАРЫМСКОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.Г. Владимиров¹, А.В. Травин¹, Б.А. Дьячков^{2,3}, Н.Г. Мурзинцев¹,
И.Ю. Анникова¹, Н.А. Зимановская², О.Н. Кузьмина², Е.И. Михеев¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
travin@igm.nsc.ru

² Усть-Каменогорск, Казахстан, Восточно-Казахстанский технический университет им. Д. Серикбаева,
nata_zim@mail.ru

³ Усть-Каменогорск, Казахстан, Алтайский геолого-экологический институт

Калба-Нарымский гранитоидный пояс представляет собой главную редкометалльную структуру Алтайской аккреционно-коллизийной системы [1, 2]. Его формирование является результатом взаимодействия Таримского плюма и структур Алтайской коллизийной сдвиговой системы [3]. Здесь сосредоточены многочисленные месторождения и рудопроявления пегматитового, альбитит-грейзенового, грейзеново-кварцево-жильного и гидротермального типа, среди которых к ведущему геолого-промышленному типу относятся месторождения сподуменовых пегматитов (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn) асубулакского комплекса. В пределах Иртышской сдвиговой зоны (ИСЗ), на северо-восточном фланге Калба-Нарымского пояса, расположено Ново-Ахмировское месторождение, представленное штоком топаз-циннвальдитовых гранитов. По отношению к Калбинскому батолиту (280–295 млн лет) сподуменовые пегматиты занимают «внутригранитную» позицию [3, 4]. Структурно-геологические, геохронологические исследования указывают на тесную пространственно-временную связь сподуменовых пегматитов с субширотными разломами, оперяющими Иртышскую сдвиговую зону, при этом их датировки согласуются с возрастом активации ИСЗ – 285 млн лет [5]. С использованием опубликованных [3, 4, 6, 7 и др.] и новых данных мультиминерального изотопного датирования проведена сравнительная реконструкция термической истории гранитоидных комплексов Калбинского батолита, редкометалльных месторождений (рис. 1).

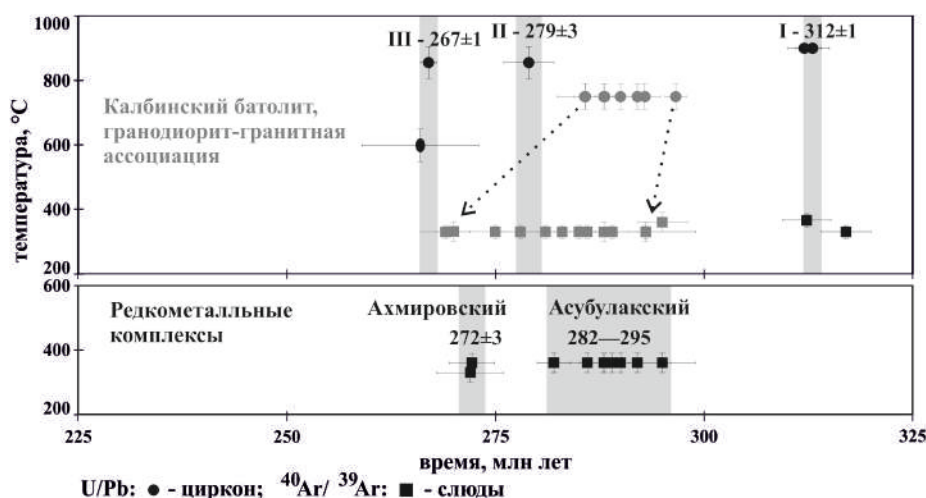


Рис. 1. Сводка геохронологических данных для гранитов калбинского комплекса и редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса на термохронологической диаграмме (возраст – температура формирования либо закрытия изотопной системы). На верхней диаграмме черным показаны датировки I – габбро иртышского комплекса, II, III – даек лампрофиров, долеритов миролюбовского комплекса.



Рис. 2. Конфигурация редкометалльной рудно-магматической системы Калба-Нарымского пояса, принятая для численного моделирования.

Относительно возраста консолидации гранитов закрытие изотопной K/Ar системы слюд для различных участков батолита растягивается до возраста 270 млн лет (рис. 1). В это же время произошло формирование запечатывающих структурные деформации ИСЗ долеритовых даек миролюбовского комплекса, что свидетельствует в пользу общего подъема территории и синорогенического коллапса Алтайской аккреционно-коллизийной системы.

При численном моделировании истории консолидации и остывания Калба-Нарымского гранитоидного батолита и связанных с ним редкометалльных месторождений расчетные термические тренды согласуются с экспериментальными только в том случае, если в качестве источника образования рудных тел рассматриваются остаточные расплавы, связанные с дифференциацией глубинного магматического очага гранитного состава, поэтому в модели рассматривалась эволюция гранитной магмы в двухуровневой магматической колонне, где составная камера на уровне промежуточных глубин соответствует гранитным массивам калбинского комплекса, а нижняя – источнику родоначального расплава (рис. 2). В качестве каналов, облегчающих подъем рудоносных расплавов, могли послужить оперяющие Иртышскую сдвиговую зону разломы. В то же время остаточный расплав на глубинных уровнях системы должен сохраниться в течение 20 млн лет, до момента формирования Ново-Ахмировского штока (272 млн лет, рис. 1, 2).

Таким образом, предложена петрологическая модель, связывающая формирование гранитов калбинского комплекса и редкометалльных месторождений и учитывающая: 1) плюмовую активность мантии, определяющую масштабное гранитообразование в земной коре, 2) сдвиговые деформации в литосфере, контролировавшие внедрение сподуменовых пегматитов в оперяющих субширотных разломах Иртышской сдвиговой зоны.

Работа выполнена на основе материалов исследований, полученных в результате выполнения НИР по теме ИРН АР08052371 (№0120РК00135) при финансовой поддержке МОН РК (договор № 120 от 01.06.2020 г.), а также в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

- [1] Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мыслик А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3-х кн. Кн. 2. Металлогения. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
- [2] Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. 129 с.
- [3] 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.
- [4] Khromykh S.V., Kotler P.D., Smirnov S.Z., Travin A.V., Vladimirov A.G., Sokolova E.N., Oitseva T.A., D'yachkov B.A., Kuzmina O.N., Mizernaya M.A., Agaliyeva B.B. Rare-metal pegmatite deposits of the Kalba region, Eastern Kazakhstan: age, composition and petrogenetic implications // Minerals. 2020. V. 10. № 11. 1017. doi:10.3390/min10111017.

- [5] Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Теуниссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.Г., Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. №. 12. С. 1347–1350.
- [6] Довгаль В.Н., Дистанова А.Н., Саботович С.А., Палесский С.В., Титов А.В., Чупин В.П., Маслов В.И., Козлов М.С. О происхождении позднепалеозойских литий-фтористых гранитоидов Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 64–72.
- [7] Мурзинцев Н.Г., Анникова И.Ю., Травин А.В., Владимиров А.Г., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Ойцева Т.А., Гаврюшкина О.А. Термохронология и математическое моделирование динамики формирования редкометалльно-гранитных месторождений Алтайской коллизионной системы // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 375–404.



МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФОЙЯИТ-СИЕНИТ-ГРАНИТНОЙ АССОЦИАЦИИ САЙБАРСКОГО МАССИВА СЫДИНСКОГО ПОДНЯТИЯ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

А.А. Воронцов^{1,2}, А.Э. Изох³, В.В. Ярмолюк⁴, Т.Ю. Комарицына¹, А.В. Никифоров⁴,
О.Ю. Перфилова⁵, С.И. Дриль¹, Н.Г. Ризванова⁶, Е.П. Душкин^{1,2}

¹ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voront@igc.irk.ru, egor.dushkin.99@mail.ru

² Иркутск, Иркутский государственный университет

³ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, izokh@igm.nsc.ru

⁴ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, volya@igem.ru

⁵ Красноярск, Сибирский федеральный университет, perfil57@mail.ru

⁶ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, rizng@mail.ru

Сайбарский массив (возраст 457 ± 10 млн лет [1, 2]) расположен в пределах Сыдинского поднятия Минусинского прогиба. Образование массива сопровождалось по меньшей мере двумя или тремя фазами внедрения. Его формирование началось с внедрения больших объемов магм, послуживших основой для щелочных сиенитов, которые местами переходят в фойяиты, формируя непрерывный ряд: кварцевые щелочные сиениты – бескварцевые щелочные сиениты – нефелиновые щелочные сиениты (фойяиты). В краевых частях массива, отвечающих зоне эндоконтакта, кварцевые щелочные сиениты переходят в субщелочные граниты. Позднее сиениты массива были прорваны редкими дайками щелочных гранитов и пород мафитового состава, которые не пересекаются друг с другом.

В строении ранней фазы интрузива наблюдается запрещенная ассоциация пород, содержащих нефелин и кварц. Постепенные геологические переходы от нефелиновых к кварцевым породам невозможно объяснить никакими закономерностями кристаллизационной дифференциации ни исходной фойяитовой, ни исходной щелочной сиенитовой магмы вследствие существования непреодолимого барьера между нефелин-нормативными и кварц-нормативными расплавами. Кроме того, среди всех пород отсутствуют корреляции между $\#Mg$ и некогерентными элементами, которые можно было бы уверенно объяснить фракционированием минеральных фаз. На мультиэлементных диаграммах среди составов всех разновидностей щелочных сиенитов отмечаются составы, близкие к составам как меланократовых, так и лейкократовых фойяитов. Особенно отчетливо такая близость составов проявлена для Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Ta, P, Zr, Hf, Ti. В то же время существуют особенности дифференциации редкоземельных элементов (REE) для фойяитов и щелочных сиенитов. Так, в фойяитах дифференциации подвержены легкие и средние REE, в то время как в щелочных сиенитах REE дифференцированы по всему спектру. Эти данные по валовому составу пород противоречат модели образования щелочных сиенитов из материнского фойяитового расплава с относительно пониженными концентрациями SiO_2 . Мы привлекаем дополнительные механизмы формирования магм и пород, недосыщенных и пересыщенных в отношении SiO_2 . Таким механизмом должно быть добавление в магматическую систему, отвечающую составу щелочных сиенитов, инородных субстратов, которые бы нарушали ход дифференциации. Ассимиляция блоков кембрийских известняков, присутствующих во вмещающих массив толщах, в щелочно-сиенитовую магму уверенно объясняет появление нефелиновых расплавов и пород. Так, добавление кальция в щелочно-сиенитовый расплав обуславливает относительное понижение содержания SiO_2 вплоть до недосыщения им расплава. Например, если в расплав, отвечающий щелочному сиениту СБР 3/1, добавить 3 % Ca (это 7 % $CaCO_3$), то его состав сместится в сторону появления в нем нормативного нефелина. Такой расплав при дифференциации, прежде всего за счет появления анортита, может дать более богатую щелочами и, соответственно, нефелином серию пород. Это подтверждается следующей реакцией: $CaCO_3$ (кальцит) + $(Na)(Al, Si)_3Si_3O_8$ (альбит) + $1/2 Al_2O_3$ (расплав) = $CaAl_2Si_2O_8$ (анортит) + $NaAlSi_3O_8$ (нефелин) + CO_2 . Добавка карбонатного материала практически не влияет на изменение геохимического

фона расплавов, поэтому фоййиты геохимически остаются подобными щелочным сиенитам. Они также в целом более богаты Sr, являющимся типичным микроэлементом карбонатов. Обнаружение фоййитовых участков в разных сегментах интрузива Сайбар вне зависимости от степени их удаления от зоны контакта с вмещающими известняками указывает на случайное распределение предполагаемых блоков известняков в магматической камере.

В отличие от фоййитовых участков, субщелочные граниты приурочены к зоне эндоконтакта, что прямо указывает на взаимодействие щелочно-сиенитовой магмы с вмещающими породами. Это подтверждается геохимическими данными. На общем фоне накопления REE как в щелочно-сиенитовых, так и в фоййитовых магмах, коррелируемого с появлением меланократовых и лейкократовых разновидностей последних, субщелочные граниты эндоконтакта обладают деплетированным составом по сравнению со всеми типами пород интрузива Сайбар. Их редкоэлементный состав приближен к среднему составу континентальной коры, а также к составу вмещающих гранодиоритов и занимает позицию гибридного расплава, возникшего при взаимодействии сиенитовой магмы с такими гранодиоритами.

Оценивая закономерности магматической эволюции во времени, отметим увеличение суммарной щелочности в фельзических породах, определяемое составом даек щелочных гранитов одной из поздних фаз. Щелочные граниты даек близки к составу щелочных сиенитов по содержаниям Rb, Ba, K, Nb, Ta, Sr, P, но обогащены по всему спектру REE, что указывает на фракционирование щелочных темноцветных минералов в щелочно-сиенитовом расплаве без его существенных взаимодействий с коровыми субстратами. Слабовыраженные Zr-Hf и Ti минимумы в щелочных гранитах даек свидетельствуют о ранней кристаллизации титансодержащих минералов.

Таким образом, геохимические данные указывают на нарушение хода дифференциации щелочно-сиенитового расплава путем изменения его состава при ассимиляции коровых пород разного состава. В соответствии с предлагаемой моделью в разных сегментах массива, удаленных от зоны эндоконтакта, формировались области с захваченными блоками карбонатных пород. В них происходила дифференциация щелочно-сиенитового расплава, увеличение его суммарной щелочности и десиликация, приводящая к образованию всех разновидностей фоййитов, среди которых выделяются меланократовые и лейкократовые типы, различающиеся характером распределения некогерентных элементов.

На комбинацию фракционирования и ассимиляции указывает изотопный состав кислорода, в частности обогащение $\delta^{18}\text{O}$ K-Na полевых шпатов щелочных сиенитов и субщелочных гранитов зоны эндоконтакта. Точки изотопных составов Nd сосредоточены в поле составов Nd изотопной эволюции для гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом, в том числе для раннепалеозойских интрузивных комплексов Кузнецкого Алатау [3], которые являются потенциальными контаминантами для ордовикских щелочных сиенитовых магм. В то же время высокие значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ совпадают с изотопным составом неодима для внутриплитовых базитов и сиенитов раннего палеозоя из других участков восточной части Алтае-Саянской области [4]. Все это указывает на участие магм как коровой, так и мантийной природы в формировании массива Сайбар.

Изотопно-геохимические исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00300, 19-17-00019). Геохронологические и геологические исследования проводились в рамках госзаданий Министерства науки (проекты № 0284-2021-0006, 0330-2016-0003, FMMN-2021-0006).

- [1] Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородин 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.
- [2] Vorontsov A.A., Izoh A.E., Yarmolyuk V.V., Komaritsyna T.Y., Nikiforov A.V., Perfilova O.Y., Dril S.I., Rizvanova N.G., Dushkin E.P. Evolution of syenite magmas: insights from the geology, geochemistry and O-Nd isotopic characteristics of the Ordovician Saibar Intrusion, Altai-Sayan Area, Russia // Minerals. 2021. V. 11. 473. doi:10.3390/min11050473.
- [3] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
- [4] Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Возраст, состав и источники пород и руд Окунёвского флюорит-лейкофанового месторождения (Западный Саян): к оценке вклада магматизма в формирование рудной минерализации // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 37–61.



ДОРОССКИЙ ДАЙКОВЫЙ РОЙ АЛДАНСКОГО ЩИТА: ВОЗРАСТ, СОСТАВ, РОЛЬ В ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ

Д.П. Гладкочуб¹, Т.В. Донская¹, А.Б. Котов², Р.Е. Эрнст^{3,4},
У. Содерлунд⁵, С.А. Писаревский^{1,6}, В.П. Ковач²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

³ Оттава, Канада, Университет Карлтона, richard.ernst@ernstgeosciences.com

⁴ Томск, Томский государственный университет, richard.ernst@ernstgeosciences.com

⁵ Лунд, Швеция, Университет Лунда, ulf.soderlund@geol.lu.se

⁶ Перт, Австралия, Университет Куртуна, sergei.pisarevsky@uwa.edu.au

Базитовые дайковые рои с возрастом 1.79–1.75 млрд лет широко распространены в пределах докембрийских кратонов. Значительная часть этих базитов принадлежит крупным магматическим провинциям (КМП). Изучение пространственного распространения близких по составу и возрасту дайковых роев, развитых в пределах различных кратонов (обзор в [1] и ссылки в нем), в комплексе с применением палеомагнитных данных, обеспечивает основу для проведения широких тектонических и палеогеографических реконструкций. С целью проведения подобных реконструкций для Сибирского кратона в его юго-восточной части (Алданский щит) были изучены многочисленные дайки и силлы базитов доросского комплекса, слагающих единый дайковый рой северо-восточного простираия.

Интрузии доросского комплекса прорывают раннедокембрийские образования фундамента Алданского щита, отложения удоканской серии с возрастом 1.90–1.87 млрд лет [2, 3], постколлизийные гранитоиды кодарского комплекса (1.87 млрд лет) [4], а также габброиды чинейского комплекса, имеющие возраст 1.87 млрд лет [5]. Мощность даек варьируется от нескольких до 50–60 м, в то время как мощность силлов достигает 250–300 м. Силлы и дайки прослеживаются на расстояние от 1 до 20 км. Дайки и силлы доросского комплекса сложены среднезернистыми долеритами, которые состоят преимущественно из плагиоклаза и клинопироксена, а также содержат в подчиненном количестве амфибол, биотит, кварц, калиевый полевой шпат, рудные минералы, иногда ортопироксен. Среди акцессорных присутствуют апатит, титанит и бадделлит. Пироксен и биотит частично замещены амфиболом и хлоритом.

Изученные долериты по химическому составу отвечают субщелочным базальтовым андезитами, согласно [6]. Образцы содержат 53.3–56.9 мас. % SiO_2 и 2.9–5.3 мас. % суммы Na_2O и K_2O . На диаграмме Al_2O_3 –($\text{FeO}^* + \text{TiO}_2$)– MgO [7] все долериты попадают в область высокожелезистых толеитов. Долериты имеют низкие содержания TiO_2 (0.7–1.2 мас. %), P_2O_5 (0.05–0.14 мас. %) и демонстрируют низкую и умеренную магнезиальность ($\text{mg}\# = 37$ –59), изменяющуюся как между отдельными телами, так и внутри них. Все долериты обогащены РЗЭ и демонстрируют фракционированные спектры с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.1$ –9.0 при отсутствии или слабо выраженной отрицательной Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.76$ –0.94). На спайдер-диаграммах отмечаются отрицательные аномалии по Nb–Ta, P и Ti, в то время как аномалии по Th и U сильно меняются в зависимости от $\text{mg}\#$.

Изученные долериты доросского комплекса имеют относительно низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, варьирующиеся от 0.511364 до 0.511984. Они характеризуются близкими к нулю и отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ в диапазоне от +0.1 до –7.0. Значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ показывают положительную корреляцию с $\text{mg}\#$ и отрицательную корреляцию с SiO_2 , что в комбинации со значениями индикаторных геохимических отношений Th/Yb (1.8–3.4), Th/Nb (0.4–1.0), Zr/Nb (10.8–19.1) и положением фигуративных точек на диаграммах Th/Yb–Nb/Yb, Zr/Nb–Nb/Th и Th/Nb– TiO_2/Yb [8–10] позволяет предположить, что наиболее дифференцированные долериты могли образоваться в результате процессов ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC).

Наименее дифференцированный долерит с $\text{mg}\# = 59$ и $\text{SiO}_2 = 53.3$ мас. % демонстрирует близкое к нулевому значение $\epsilon\text{Td}(t)$, но отрицательные аномалии Eu на спектрах распределения REE и аномалии по Nb–Ta и Ti на мультиэлементных спектрах, аналогичные другим долеритам

доросского комплекса. Отмеченная особенность свидетельствует о том, что родоначальный мантийный источник изученных долеритов мог образоваться в результате смешения мантийного материала с материалом континентальной коры. Все долериты расположены в поле SZLM на диаграмме Th/Nb–TiO₂/Yb [10], что подтверждает предположение о влиянии корового компонента на мантийный источник. Изученные долериты доросского комплекса, как почти все другие базиты дайковых роев Сибирского кратона с возрастом 1.78–1.75 млрд лет, по своим составам соответствуют внутриплитным базальтам (WPB) (по [11]), указывая на их формирование в обстановке внутриконтинентального растяжения.

Для проведения геохронологических исследований был выбран среднезернистый долерит, слагающий силл в правом течении руч. Дорос (обр. 1385), из которого было отобрано 50 зерен бадделеита. Изотопный анализ бадделеита был проведен U–Pb методом на масс-спектрометре Finnigan TRITON в Музее естественной истории в Стокгольме (Швеция). Верхнее и нижнее пересечение с дискордией зафиксированы на отметках 1757±4 и 211±260 млн лет (MSWD=1.7), из которых первое значение интерпретируется как возраст кристаллизации долерита и, следовательно, как возраст доросского дайкового роя.

По времени формирования, геохимическим характеристикам долеритов и пространственному расположению Доросский дайковый рой тяготеет к гигантскому Тимптонскому радиальному дайковому рою с возрастом 1.76–1.75 млрд лет [12], который включает в себя Чайский, Тимптоно-Алгамайский и Восточно-Анабарский дайковые рои с возможным центром в нижнем течении р. Вилюй. Формирование радиального дайкового роя охватывало огромные территории Сибирского кратона, от Анабарского щита на севере до Байкальского выступа и Алдано-Станового щита на юге и юго-востоке. Столь значимые масштабы проявления этих дайковых роев позднего палеопротерозоя позволяют нам рассматривать данные образования в качестве составных частей крупной магматической провинции (Тимптонская КМП).

Ближние по возрасту дайковые рои присутствуют на севере Лаврентии. Принимая во внимание существующие палеомагнитные и палеогеографические реконструкции, допускающие близкое пространственное расположение южного фланга Сибирского кратона и севера Лаврентии в позднем палеопротерозое [13] в структуре суперконтинента Нуна (или Колумбия), можно предположить, что, как минимум, вышеуказанные дайковые рои Лаврентии и Сибирского кратона могут принадлежать единой крупной магматической провинции позднего палеопротерозоя. Для включения в эту же КМП близковозрастных дайковых роев кратонов Конго и Сан-Франциско, как это было предложено в [14, 15], в настоящее время не имеется достаточных палеомагнитных данных.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00101).

- [1] *Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 273 p.
- [2] *Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкоhub Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В.* Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты U–Th–Pb геохронологических (LA–ICP–MS) и Nd изотопных исследований // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 177–180.
- [3] *Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V.* The phenomenon of abnormally rapid accumulation of deposits of the Udokan group and the formation of a unique Udokan copper deposit (Aldan shield, Siberian craton) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. V. 11. № 4. P. 664–671.
- [4] *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 тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // *Петрология*. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- [5] *Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М.* Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.
- [6] *LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. P. 745–750.
- [7] *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66. 1976. 22 p.
- [8] *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
- [9] *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.
- [10] *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos*. 2021. V. 392–393. 106068.

- [11] *Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 69. P. 33–47.
- [12] *Гладкохуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж.* Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // *ДАН*. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.
- [13] *Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I.* Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implication for the pre-Neoproterozoic tectonics // *Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution* / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins. Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 145–163.
- [14] *Ernst R.A., Pereira E., Hamilton M.A., Pisarevsky S.A., Rodriques J., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Van-Dunem V.* Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Columbia (Nuna) supercontinent reconstructions // *Precambrian Research*. 2013. V. 230. P. 103–118.
- [15] *Cederberg J., Söderlund U., Oliveira E.P., Ernst R.E., Pisarevsky S.A.* U-Pb baddeleyite dating of the Proterozoic Para de Minas dyke swarm in the São Francisco craton (Brazil) – implications for tectonic correlation with the Siberian, Congo and North China cratons // *GFF*. 2016. V. 138. P. 219–240.



МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА НЮРУНДУКАНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

И.В. Гордиенко, Д.А. Орсов, **А.Н. Булгатов**

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

В пределах Северо-Байкальского региона юго-восточного обрамления Сибирского кратона образовался целый ряд структур мезо-неопротерозойского возраста. Это прежде всего Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс с Нюрундуканской островодужной системой, Олоkitским рифтогенным прогибом, Муйской глыбой и Баргузино-Витимским спрединговым океаническим бассейном. Байкало-Муйский пояс занимает значительную территорию Северного Прибайкалья и Средневитимской горной страны. Он образует крупную дугообразную структуру шириной в центральной части около 200 км и протяженностью свыше 600 км. На севере пояс граничит по системе разломов сдвигового типа с Байкало-Патомской пассивной окраиной Сибирского кратона, с юга к нему примыкает Баргузино-Витимский спрединговый океанический бассейн с неопротерозойскими островными дугами и окружающими их структурами. Байкало-Муйский пояс сложен сочетанием разновозрастных покровно-складчатых зон, выполняющих рифтогенные структуры с океанической корой, островодужным и внутриплитным магматизмом. Среди мезо- и неопротерозойских островодужных систем Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса большой интерес вызывает собственно Нюрундуканская островная дуга и связанный с ее развитием Олоkitский рифтогенный прогиб, представляющий собой крупный задуговой бассейн с островодужным вулканогенным наполнением [1–6].

Фрагменты Нюрундуканской дуги выделены в Кичерском блоке Северного Прибайкалья. Кичерская зона состоит из нескольких тектонических пластин. Нижняя пластина сложена нюрундуканской толщей ортоамфиболитов океанической коры мощностью более 2 км, образованных за счет метаморфизма ультрабазит-базитов, metabазальтов, метадолеритов, габбро-диабазов с U-Pb и Sm-Nd возрастом 1050 ± 160 и 1035 ± 92 млн лет соответственно [7]. При этом величины $\epsilon_{Nd}(T)$ составляют от +5.6 до +7.9, что приближает их к источникам обогащенной DM. Nd модельные возрасты пород ($T_{Nd}(DM) - 2320$ и $T_{Nd}(DM-2st) - 2300$ млн лет указывают на палеопротерозойский возраст коры. Известны данные, что в координатах $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{147}Sm/^{144}Nd$ фигуративные точки пород нюрундуканского структурно-вещественного комплекса образуют эрохрону с наклоном, отвечающим возрасту 810 ± 93 млн лет [8], что сближает их с тийскими вулканитами задугового прогиба.

Островодужный комплекс ассоциирует с метаосадочными терригенными отложениями (кичерская свита) с линзами вулканитов (плагиориолитов) и карбонатных пород с низким (0.1348) Sm-Nd среднечетвертичным отношением и отрицательной коровой величиной $\epsilon_{Nd}(T)$, равной -17.8 . Эти метаморфизованные отложения расположены по периферии Нюрундуканского ультрамафит-мафитового массива и имеют архейский Nd модельный возраст протолитов $T_{Nd}(DM) 3430$ и $T_{Nd}(DM-2st) 2829$ млн лет. Прорывающие их плагиограниты, гнейсо-граниты и адakitы имеют положительную величину $\epsilon_{Nd}(T) = 3.2 - 7.1$, более молодой Nd модельный возраст 740 и 1000 млн лет и соответственно абсолютный U-Pb возраст 629 ± 5 , 615 ± 3 и 595 ± 5 млн лет [5, 8].

Нюрундуканский массив, судя по вещественному составу, образует нижнюю часть офиолитового разреза, представленную породами нормальной щелочности – от перидотитов до слоенных габброидов и дайкового комплекса. Метавулканиты нюрундуканской толщи тесно ассоциируют с ультрабазит-базитами офиолитового комплекса. Следует заметить, что в результате более поздних коллизионных процессов и крупных сдвиговых перемещений с формированием структур присдвигового растяжения, затронувших всю структуру Байкало-Муйского пояса, офиолитовые комплексы Нюрундуканской островной дуги оказались разрозненными и перемещенными от мест своего первоначального формирования, где они были связаны с разви-

ем зоны субдукции неопротерозойского Баргузино-Витимского спредингового океанического бассейна, фиксируемого офиолитами (971 млн лет) Багдаринской (Шаманской) зоны и толеитовыми базальтами N-MORB типа асынкой толщи бассейна р. Турка (953 млн лет) [9, 10]. В настоящее время все эти фрагменты островной дуги относятся к супрасубдукционным офиолитовым образованиям [1, 2].

В тектоническом плане Олоkitский рифтогенный прогиб представляет собой крупную трогообразную структуру в пределах мезонеопротерозойской Нюрндуканской островодужной системы, вытянутую с юго-запада (оз. Байкал, мыс Котельниковский) на северо-восток (бассейн р. Витим) на расстояние более 200 км при ширине 20–30 км. На западе она отделена от Кутимского палеопротерозойского блока Абчадским разломом, а на востоке граничит с широким полем развития надсубдукционных вулканических и плутонических комплексов задугового бассейна Нюрндуканской островной дуги. Олоkitский прогиб сложен вулканитами тыйского вулканогенного комплекса. Он сформировался в задуговой области Нюрндуканской островной дуги. Магматические комплексы Нюрндуканской островной дуги отделены от Олоkitского прогиба системой взбросо-сдвигов северо-восточного простирания, входящих в состав Кичеро-Мамской зоны, где слагают несколько протяженных тектонических пластин. Порода Олоkitского рифтогенного прогиба также образуют несколько крутопадающих субмеридиональных пластин и линзообразных тел, контролируемых разломами.

В составе тыйского вулканогенного комплекса Олоkitского прогиба преобладают толеитовые базальты, реже пикритобазальты и кислые разновидности вулканитов. Метабазальты тыйского комплекса представлены известково-щелочными породами нормальной щелочности. Базальты и пикритобазальты в основном представлены средне- и низкотитановыми, высокожелезистыми разновидностями с отчетливыми аномалиями по Nb, Ta, Zr и Ti, что является характерной особенностью островных дуг. Ранее по результатам Rb-Sr датирования возраст тыйских базальтов был определен в пределах 927 ± 10 млн лет [11]. В дальнейшем нами при датировании этих пород U-Pb методом по циркону из базальтов и пикритобазальтов тыйского комплекса получен конкордантный возраст 915 ± 5 млн лет. В отличие от вулканитов главного тела Нюрндуканской островной дуги, базальты Олоkitского задугового прогиба имеют отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(915)$ от -3.7 до -12.1 , указывающие на влияние древних коровых источников. Об этом же свидетельствует Nd модельный возраст протолитов $T_{Nd}(DM)$ в пределах от 2.1 до 2.7 млрд лет, что сближает их с протолитами Нюрндуканской островной дуги и Баргузино-Витимского океанического бассейна [4–6, 12].

Исследования выполнены при финансовой поддержке бюджетной темы лаборатории геодинамики ГИН СО РАН IX.124.1.3. (гос. номер АААА-А17-117011650013-4) и грантов РФФИ (проекты № 15-05-01633а, 19-05-00312а).

- [1] Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11–19.
- [2] Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
- [3] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 7. С. 23–51.
- [4] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Нефедьев М.А., Орсов Д.А. Геолого-геофизические, прогнозно-металлогенические исследования и перспективы освоения минеральных ресурсов Северо-Байкальского рудного района // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия СО Секции наук о Земле РАЕН. 2014. № 2. С. 5–18.
- [5] Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Аносова М.О., Орлова А.В. Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.
- [6] Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде – раннем палеозое. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2015. 191 с.
- [7] Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 6. С. 34–49.
- [8] Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Толмачева Е.В., Андреев А.А., Котов А.Б., Ларионов А.Н., Богомолов Е.С., Лебедева Ю.М., Федосеенко А.М. Возрастные рубежи формирования Нюрндуканского комплекса (Байкало-Муйский пояс): результаты U-Pb (циркон, ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопных исследований // Геодинамическая революция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 225–226.

- [9] Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // ДАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.
- [10] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // ДАН. 2009. Т. 429. № 3. С. 359–364.
- [11] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 714–722.
- [12] Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.



КЮТЮНГДИНСКОЕ ГЛОБАЛЬНОЕ БИО-, ФЛОРИСТИЧЕСКОЕ/СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО БОРЕАЛЬНОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

В.С. Гриненко, В.В. Баранов

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
grinenkovs52@mail.ru; baranowvalera@yandex.ru

Изученность и некоторые комментарии к ней. Визе-пермский (346.7–251.9 млн лет) подэтап становления Сибирской платформы, рассмотренный Н.С. Маличем [1], позже детализирован А.Г. Клецем [2], который в верхнем палеозое начинает отсчет геологического времени по смене карбонатного осадконакопления на терригенное в окраинных морях материка Ангарида с проявления Щегловского глобального биоседиментологического события. Начало формирования сибирского подкомплекса верхоянского терригенного комплекса, в связи с выделением А.Г. Клецем Щегловского глобального биоседиментологического события, связывается с верхним визе нижнекаменноугольной системы, а завершение его формирования в верхнем палеозое отождествляется с вятским ярусом пермской системы [3–5]. Сегодня в подстилающих подошву этого подкомплекса толщах осадочных пород установлены геологические следствия, позволяющие рассматривать формирование Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна не с поздневизейского времени, как это обозначено А.Г. Клецем в его монографии, а уже с верхнего турне [6]. Эта новация позволяет провести новый этап ревизии палеогеографических и палеобиогеографических реконструкций и уточнить возраст временного интервала, в ходе которого происходила постепенная, а не контрастная (резкая) смена существенно карбонатного осадконакопления на Сибирской платформе на терригенное, с охватом взаимодействующих между собой палеоакваторий морских окраинных и относительно разобщенных внутриконтинентальных палеобассейнов [7].

Кютюнгдинское глобальное био-, флористическое/седиментологическое событие. Установлено, что в разрезе нижнего карбона на р. Нучча-Юряге, левом притоке р. Оленек, залегает с конгломератами в основании и на разных горизонтах венда и кембрия 250-метровая толща с названием титехская серия (турнейский – визейский ярусы). Палеонтологические, флористические остатки и выделенные палинокомплексы позволили впервые в 2010 г. расчленить разрез серии на нижнетитехскую (турне, ханельберинский горизонт, нюччаюрягинская и толупская свиты, мощность 115 м) и верхнетитехскую (визе, подъяковский горизонт, кысылхаинская и удаганская свиты, мощность 135 м) подсерии [8]. Таким образом, на северо-востоке Сибирской платформы зафиксирована согласная граница между турнейским и визейским ярусами [9], что является основанием для выделения в разрезе одноименного грабена в объеме изученных интервалов – тойдокского (среднее турне) – подъяковского (нижнее визе) горизонтов, **нового раннегерцинского глобального био-, флористического/седиментологического события с названием «Кютюнгдинское».** На турнейский возраст нижней части нижнетитехской подсерии указывают единичные находки в пачке песчаников на р. Кютюнде растительных остатков лепидофитовой флоры Ангарского палеофлористического царства: *Pseudolepidodendron igrischense* (A.R. Ananiev nov. comb.). Верхняя часть этой подсерии включает известняки с массовыми скоплениями остатков брахиопод *Camarotoechia biplex* (Tolm.), *Shuehertella lens* (White), *Spirifer ussiensis* Tolm., *Tomiproductus elegantulus* (Tolm.), двустворок *Cypricardina blistriata* (Portl.), *Sanguinolites abdenensis* Ether., *Pempeocetes tenue* Kon., *Aviculopecten praelineatus* Kon., водорослей рода *Staurofucus*, обычные растительные остатки *Stauropteris* sp. nov., *Radicitis* sp., *Minussopteris tricauliaceae* Radcz., *Pteridorachis* sp. Комплекс брахиопод позволяет также отнести и верхнюю часть нижнетитехской подсерии к позднему турне, коррелируя ее с тойдонским горизонтом Кузбасса, ханельбиринским горизонтом северо-запада Сибирской платформы и хамамытским горизонтом Южного Верхоянья. Палинокомплексы из керна скважин по рекам

Толуопка и Нючча-Юряге также указывают на приуроченность выявленных палинологических данных ко второй половине турнейского века. Визейский возраст верхнететехской подсерии, состоящей из кисылхайнской и удоганской свит, обосновывается на северо-востоке Сибирской платформы многочисленными остатками остракод *Paraparchites unikornis* Zan., *P. okeni* Muen., *Gliptopleurakutungdensis* Zan., фораминифер *Eoendothyranopsis ermakiensis* Leb., брахиопод, двустворок и мшанок, выявленных в нижней части карбонатно-терригенной толщи, что позволяет датировать верхнететехскую подсерию ранним визе и сопоставлять ее с верхней половиной подъяковского горизонта Кузнецкого бассейна.

Восточно-Сибирский бореальный осадочный бассейн: раннегерцинские био-, флористические и седиментологические события. Нижнекаменноугольные отложения, развитые в Омuleвском и Чибгалахском прогибах и в бассейне среднего течения р. Колымы [10], характеризуют раннегерцинский этап становления Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна и включают геологически выраженные био-, флористические и седиментологические события.

Омuleвский прогиб. В устье р. Тарыннах, в основании разреза нижнего карбона, залегают серые и буровато-желтые мергели и мергелистые известняки, чередующиеся с тонкими прослоями криноидных известняков, черных глинистых сланцев, алевролитов и известковистых песчаников, общей видимой мощностью около 400 м. Выше они сменяются серыми и темно-серыми известняками с линзами черных кремней. В основании этой пачки были собраны брахиоподы: *Chonetes* ex gr. *multicostata* Winch., *Dactioclostus* cf. *crawfordsvillensis* (Well.), *Cliothyridina* cf. *parvicosta* Meek et Worth. (определения Д.Л. Степанова) и др.; фораминиферы: *Hyperammina moderata* Malakh., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *Plectogyra* sp., *Granuliferella* sp. (определения А.Д. Миклухо-Маклая) и др., а также ругозы и трилобиты, датирующие возраст смещающих их слоев как верхи турнейского яруса. В самых верхах пачки найдены брахиоподы *Chonetes* sp., *Avonia* ex gr. *yangiana* (Dav.), *Buxtonia* ex gr. *scabricula* (Mart.), *Echinoconchus* cf. *elegans* (M'Coy), *Striatifera* ex gr. *striata* Finisch., *Gigantoproductus* ex gr. *tulensis* Bolkh., *G.* ex gr. *glabratus* (Jan.) и др.; фораминиферы *Plectogyra* sp., *Tetrataxis* sp., *Ammodiscus* sp., *Granuliferella* sp. и др., характерные для визе. Мощность этой пачки 223 м. Общая суммарная мощность разреза нижнего карбона в бассейне р. Ясачная около 640 м. **Чибгалахский прогиб.** Здесь нижний карбон известен лишь в среднем течении р. Чибгалах, где представлен пачкой полимиктовых и известковистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, чередующихся между собой. В основании пачки залегают мелкогалечные конгломераты с галькой известняков, кварцитов и рассланцованных эффузивов мощностью до 15 м. Среди песчаников встречаются отдельные прослои глинистых сланцев и известняков. Общая видимая мощность отложений нижнего карбона в бассейне р. Чибгалах 1100 м. Палеонтологически эти образования охарактеризованы брахиоподами *Spiriferidae* плохой сохранности. Перекрываются отложения нижнего карбона песчано-сланцевой толщей среднего триаса, залегающей на них с резким угловым несогласием. **Бассейн среднего течения р. Колымы.** Нижнекаменноугольные отложения весьма подробно изучены в бассейне среднего течения р. Колымы, по ее левым притокам – Поповке и Большой Бургали. В западном из этих разрезов (р. Поповка) в основании нижнего карбона залегают чередующиеся между собой слои и покровы базальтов и долеритов, максимальная мощность которых около 30 м, а также известняки, известковистые песчаники и гравелиты. Эти породы перекрыты пачкой светло-серых мелкокристаллических известняков с табулятами *Syringopora* ex gr. *gracilis* Keys., *S. reticulata* Goldf., *S. romulosa* Goldf. верхнетурнейского – нижневизейского возраста. Суммарная видимая мощность отложений около 300–400 м. Восточнее, в среднем течении р. Большая Бургала и по ее правому притоку – р. Каменка, в основании толщи нижнекаменноугольных образований отсутствуют прослои базальтов и долеритов. Низы разреза здесь слагают оолитовые, иногда окремненные известняки с желваками черных кремней, переслаивающихся с известняками, алевролитами и песчаниками. Отдельные прослои известняков включают фауну брахиопод *Rhipidomalla michelini* I'E u., *Productus* (*Avonia*) cf. *niger* Goss., *Pr.* (*Linoproductus*) cf. *laevicostus* (White), *P.* (*Dictyoclostus*) cf. *burlingtonensis* Hall., по мнению А.П. Ротая, датирующих самые низы турнейского яруса (этрэн). Выше распространены оолитовые известняки, сменяющиеся песчанистыми и зернистыми известняками с прослоями темно-серых известковистых сланцев с брахиоподами, трилобитами и кораллами нижнего карбона. Суммарная видимая мощность слоев составляет здесь 520–530 м.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки РФ.

- [1] Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
- [2] Клец А.Г. Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. Новосибирск: «Гео», 2005. 240 с.
- [3] Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора / О.А. Бетехтина, С.Г. Горелова, Л.Л. Дрягина и др. Новосибирск: Наука. СО, 1988. 265 с.
- [4] Гриненко В.С., Баранов В.В. Верхнепалеозойский и мезозойский этапы эволюции верхоянского терригенного комплекса (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область») // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции (10–12 апреля 2019 г.). Якутск: Издательский дом СФВУ, 2019. Т. 2. С. 33–36.
- [5] Гриненко В.С., Баранов В.В. Сибирский подкомплекс (C1v-P3vt) – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса: геологические тела, районирование, корреляция // Геологический вестник Якутии: Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2018–2019. № 1 (17). Якутск: Изд-во Минпромгео РС (Я), 2020. С. 139–168.
- [6] Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-51–Джарджан. Объяснительная записка / Л.И. Сметанникова, В.С. Гриненко и др. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 397 с. + 9 вкл.
- [7] Baranov V.V., Grinenko V.S., Blodgett R.B. Global conodont paleobiogeography of the Tournaisian Stage (Early Carboniferous) // Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017. Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, environments, climate and resources (19–23 September 2017, Kazan, Russian Federation). Kazan: Filodiritto International Proceedings, 2018. P. 274–282.
- [8] Гриненко В.С., Трущелев А.М. Новые данные о стратиграфии и районировании каменноугольных и пермских отложений алмазоносных районов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2011. № 1. С. 88–100.
- [9] Гриненко В.С., Девятов В.П., Ротман А.Я., Михайлова Т.Е., Фартунатова Л.М. Верхний палеозой погребенных геопреципитаций внутренних районов востока Сибирской платформы // Наука и образование. 2013. № 2 (70). С. 14–20.
- [10] Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. Труды ГИН АН СССР. Вып. 99. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 238 с.



ПРОБЛЕМА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ И СТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВЕРХНЕЮРСКИХ – НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

В.С. Гриненко¹, В.В. Баранов¹, А.И. Киричкова²

¹ Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

² Санкт-Петербург, Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт

Пограничные верхнеюрские и нижнемеловые континентальные отложения широко распространены в пределах Вилуйской синеклизы и Предверхоаянского краевого прогиба. Они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами и пропластками каменных углей и расчленены на подкомплексы, серии и свиты. Мелководные морские отложения известны как на северном, так и на юго-восточном замыкании торцовых флангов Предверхоаянского краевого прогиба. Большой вклад в изучение геологии, стратиграфии, фауны и флоры этой территории внесли В.А. Вахрамеев, Л.Ю. Буданцев, В.С. Гриненко, В.В. Забалуев, В.Г. Князев, А.Г. Коссовская, А.И. Киричкова, В.А. Самылина, Ю.Л. Сластенов, В.П. Похиялайнен, Ю.М. Пушаровский и др. На базе этих работ была создана серия комплектов Геологических карт масштаба 1:500000 Якутии и листов Государственных геологических карт масштаба 1:1000000 нового поколения Российской Федерации [1–3]. Несмотря на большой объем стратиграфических исследований, выполненный по морским образованиям мезозоя на востоке Сибирской платформы, до сих пор окончательно не решена проблема границ между системами и ярусами в континентальных фациях мезозоя, в таких геоструктурах, как Вилуйская синеклиза и Предверхоаянский крайовой прогиб.

Изученность и состояние проблемы. Большинство стратиграфических границ между ярусами меловой системы были установлены в морских разрезах Западной Европы за пределами Бореальной биогеографической надобласти. Нижняя граница берриасского яруса была установлена в тетическом разрезе Южной Франции, поэтому корреляция морских разрезов верхней юры и нижнего мела севера и востока Сибири и Тетиса, в связи со специфичностью фаун, очень затруднена. Нижние горизонты берриасского яруса в морских разрезах севера Сибири известны в бассейне рек Боярка, Хетта и на полуострове Пакса [4], на северо-востоке Азии – по рекам Перевальная (бассейн р. Большой Анюй), Мая и в Понтонейских горах. Если в тетическом разрезе Крыма граница между верхней юрой и нижним мелом фиксируется в основании аммонитовой *Jacobi Zone* [5, 6], то на остальной территории России нижняя граница берриасского яруса проводится условно в подошве верхневожского подъяруса. На северо-востоке Азии эта граница установлена в основании бухиазоны *fischeriana* [7]. В Российской Арктике (о. Столбовой) граница между верхним мелом и нижней юрой проводится условно по подошве бореального берриаса (=рязанскому горизонту) в основании слоев с *Buchia ex gr. unshensis* [8]. Пограничные отложения верхней юры и нижнего мела Вилуйской синеклизы и Предверхоаянского краевого прогиба представлены континентальными угленосными отложениями с обильными флористическими остатками [9].

В бассейне правых притоков р. Лены – Леписке и Чочума, в батылхской свите, представляющей базальные горизонты меловой системы, удалось выделить три флористических комплекса [10, 11]: нижний – с *Aldania auriculata*, средний – с *Cladophlebis lenaensis* – *Jacutopteris lenaensis* и *Raphaelia prinadai* и верхний – с *Jacutiella amurensis*. На остальной территории из-за рыхлости осадков эти фитокомплексы не были установлены. В дальнейшем они вошли в состав батылхского фитогоризонта с географическими названиями (снизу вверх): ынгырский, чонгунгарский и сангарский [12]. В статье Ю.Л. Сластенова [13] в составе батылхского фитогоризонта были выделены (снизу вверх): слои с *Coniopteris ketovae* и др.; слои с *Cladophlebis lenaensis* и др. и слои с *Birissia*, *Cladophlebis sangarensis* и др., т.е. по сравнению с предыдущей

схемой, здесь отсутствуют фитогоризонты, выделенные ранее А.И. Киричковой, и изменены их виды-индексы. К большому сожалению, во всех вышеперечисленных работах отсутствует обоснование границы юры и мела. В.С. Гриненко [14] границу между верхней юрой и нижним мелом проводил по смене верхнеюрского чечумского фитогоризонта с *Equisetites dissimilis* Kiritch., *E. tschetschumensis* Vasill., *Cladophlebis aldanensis* Vachr. и др. нижнемеловым – батыльхским. В.С. Гриненко и др. [15] был описан непрерывный разрез пограничных отложений верхней юры и нижнего мела на востоке Сибирской платформы, охарактеризованный находками позднеюрской и раннемеловой флоры. Здесь, на верхних горизонтах бергеинской свиты (поздняя юра) с *Equisetites* cf. *acmophyllus* Kiritch, *Equisetites* sp., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Raphaelia* cf. *kirinae* Kiritch., фрагменты: *Czekanowskia*, *Cycadales*, *Nilssonina*, *Coniferales*, залегают базальные слои батыльхской свиты (ранний мел), в которых были найдены представители родов *Encephalartites* и *Sciadopitys*.

Региональный событийный рубеж и его геологические следствия. В разрезе урочища Намцырь на левобережье р. Лены впервые обнаружено два комплекса флоры: позднеюрский и раннемеловой, которые позволяют обосновать возраст верхней части бергеинской свиты как позднеюрский, а нижние горизонты батыльхской свиты как раннемеловой и провести корреляцию бергеинской и батыльхской свит с одновозрастными отложениями, развитыми в бассейнах рек Вилюй и Алдан [16, 17]. Комплекс флористических остатков бергеинской свиты (р. Вилюй – реки Хонгор и Марха) был выделен А.И. Киричковой как «мархинский». Он прослеживается в бассейне р. Алдан и в складчатом Северном Приверхоянье [18], коррелируется с комплексом пресноводных двустворчатых моллюсков сытогинской свиты бассейна р. Алдан (Среднеалданский район) [19] и ассоциацией аммонитов чонокской свиты Северного Приверхоянья [20]. Сопряженность вулканической деятельности в пограничных отложениях юры и мела и смена в едином разрезе элементов позднеюрской тафофлоры на раннемеловую характеризуют региональный событийный рубеж, маркированный на востоке Сибирской платформы кимберлитовым магматизмом [21], проявившимся на завершающем этапе новокиммерийской фазы тектономагматической активизации. Хорошая сохранность флористических остатков в кристалловитрокластических туфах позволяет сделать предположение об аквагенном генезисе как покрова туфов, так и покрова лавы, формировавшихся в водной среде изолированного пресноводного бассейна [22].

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки РФ.

- [1] *Геологическая карта Якутии масштаба 1:500000*. Центральнo-Якутский блок. Листы: Р-51-А, Б; Р-51-В, Г; Р-52-А, Б; Р-52-В, Г / Авторы-составители: В.С. Гриненко, В.А. Камалетдинов, Ю.Л. Сластенов и др. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
- [2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка / Авторы-составители: О.И. Щербаков, А.П. Кропачев, Г.Н. Гамянин, В.С. Гриненко и др. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. 335 с.
- [3] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Анабарo-Вилюйская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснительная записка / Авторы-составители: Л.И. Сметанникова, В.С. Гриненко, Ю.А. Маланин, А.В. Прокопьев, В.Г. Князев, А.М. Трущелев и др. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 397 с.
- [4] *Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе*. Новосибирск: Наука. СО, 1972. 371 с.
- [5] *Сластенов Ю.Л.* Стратиграфия меловых отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба // Геология и полезные ископаемые Якутии (сборник научных статей). Якутск: Изд-во Якутского государственного университета, 1995. С. 43–62.
- [6] *Барабошкин Е.Ю.* Бореально-тетическая корреляция зональных биостратиграфических шкал нижнего мела (аммониты, белемниты) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. М., 2002. С. 8–9.
- [7] *Похиалайнен В.П.* Мел северо-востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
- [8] *Захаров В.А., Кузьмичев А.Б.* Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела о. Столбовой (Новосибирские острова) по бухиям // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы биостратиграфии и палеогеографии: Материалы Четвертого Всероссийского совещания (19–23 сентября 2008 г., г. Новосибирск). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 74–83.
- [9] *Вахрамеев В.А.* Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. Труды ГИН, Вып. 102. 1964. 261 с.
- [10] *Василевская Н.Д.* Стратиграфия и флора мезозойских угленосных отложений Сангарского района (Ленского угленосного бассейна) // Труды НИИГА. Л.: Изд-во НИИГА, 1959. С. 17–43.

- [11] *Самылина В.А.* Нижнемеловая флора р. Алдан // Палеоботаника. М.–Л.: Наука, 1963. Вып. IV. С. 57–139.
- [12] *Киричкова А.И.* Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 222 с.
- [13] *Сластенов Ю.Л.* Стратиграфия меловых отложений Вилуйской синеклизы и Приверхоянского прогиба // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: Изд-во Якутского государственного университета, 1995. С. 43–62.
- [14] *Гриненко В.С.* Меловые континентальные образования востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 110–118.
- [15] *Гриненко В.С., Костин А.В., Киричкова А.И., Желонкина М.С.* Новые данные о пограничных верхнеюрских – нижнемеловых образованиях на востоке Сибирской платформы // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2018. № 2. 48–55.
- [16] *Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.П.* Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины. Труды ГИН АН СССР. Вып. 34. М., 1960. 274 с.
- [17] *Решение 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою северо-востока России* (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- [18] *Василевская Н.Д., Павлов В.В.* Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна. Труды НИИГА. Т. 128. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 96 с.
- [19] *Киселев А.Е.* Литология и коллекторские свойства мезозойских отложений Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1971. 224 с.
- [20] *Вахрамеев В.А.* Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилуйской синеклизы и прилегающей части Приверхоянского прогиба // Региональная стратиграфия СССР. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 136 с.
- [21] *Афанасьев В.П., Похилenko Н.П., Гриненко В.С., Костин А.В., Мальковец В.Г., Олейников О.Б.* О кимберлитовом магматизме юго-восточного фланга Вилуйской синеклизы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 2. С. 5–9.
- [22] *Киселев А.Е.* Аквагенные и пепловые туфы Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции // Советская геология. 1970. № 3. С. 85–97.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ БАЗАЛЬТОИДОВ ИТМУРУНДИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

А.В. Гурова^{1,2}, И.Ю. Сафонова^{1,2}, А.А. Перфилова^{1,2}, И.А. Савинский¹, Е.Н. Волчек³

¹ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
sushka386@gmail.com

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

³ Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН

Итмурундинский офиолитовый пояс и смежный аккреционный комплекс находятся в центральной части Казахстана, в Северном Прибалхашье. По представлениям предыдущих исследователей, они расположены в пределах Итмурунды-Казыкской складчатой зоны, в ядре Северо-Балхашского антиклинория центральной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Одной из самых детальных публикаций прошлого столетия по Итмурундинской зоне является глава «Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны» в монографии «Офиолиты Казахстана» [4]. С конца 1990-х годов эта зона уже описывалась как аккреционный комплекс или аккреционная призма [11, 12], а ее образование связывалось с эволюцией Палеоазиатского океана [2]. Более поздние геологические данные показали наличие в составе аккреционного комплекса устойчивых повторяющихся ассоциаций пород (снизу вверх): базальтовые пиллоу-лавы – пелагические ленточные кремни – гемипелагические кремнистые аргиллиты и алевролиты – отложения глубоководного желоба (турбидиты, граувакки) [5]. Пачки пород разделены разломами/надвигами. Такие повторяющиеся ассоциации соответствуют отложениям стратиграфии океанической плиты (СОП), детально описанным на аккреционных комплексах российского Дальнего Востока и Японии [6, 7].

Согласно геологической карте масштаба 1:200000 [1], в Итмурундинской зоне выделяются три главные ассоциации пород: мантийная (офиолиты), аккреционная (отложения аккреционной призмы) и посторогенная (континентальные отложения) (рис. 1). В состав аккреционной ассоциации входят образования трех свит: итмурундинской (O_{1-2}), казыкской (O_{2-3}) и тюретайской (O_3-S_1), отложения которых разделены тектоническими несогласиями. Они часто присутствуют в виде блоков в серпентинитовом меланже наряду с магматическими породами офиолитовой ассоциации и надсубдукционного комплекса. По результатам U-Pb датирования циркона определен возраст роговообманкового диорита из серпентинитового меланжа, который составляет около 500 млн лет [9]. Эти данные согласуются с U-Pb возрастом по цирконам из плагиогранита центральной части собственно офиолитового пояса в интервале от 530 до 498 млн лет [8]. Итмурундинская свита сложена базальтами, яшмами/кремнями, кремнистыми алевролитами, аргиллитами и сланцами. В составе казыкской свиты преобладают яшмы/кремни, кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы. Тюретайская свита представлена в основном кремнистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками [3].

Нами были изучены магматические породы Итмурундинской свиты. Они представлены вулканическими и субвулканическими породами основного состава (базальт, долерит, габбро, диорит). В породах преобладают субщелочные разности, также присутствуют щелочные базальты, трахиандезиты и фонотефриты: на TAS-диаграмме ($(K_2O+Na_2O)/SiO_2$) точки составов почти всех образцов попадают в поля базальта и базальтового андезита (рис. 2, А). Для них характерны значения $Mg\#$ в диапазоне от 26 до 73. Содержания SiO_2 варьируются в диапазоне от 44.1 до 55.1, $CaO=4.9-16.9$ и $Al_2O_3=12.9-17.9$ мас. % (рис. 2, Г). Поскольку при увеличении SiO_2 растет и отношение FeO^*/MgO , для изученных вулканитов можно предположить толеитовый тренд магмогенерации. Большинство образцов образуют похожие тренды также и на бинарных диаграммах MgO – порообразующие окислы (рис. 2, Б). По совокупности признаков исследуемые образцы можно разделить на три группы: высоко-Ti ($TiO_2>1.9$ мас. %), средне-Ti ($TiO_2=1.4-1.7$ мас. %) и низко-Ti ($TiO_2<1$ мас. %) (рис. 2, В).

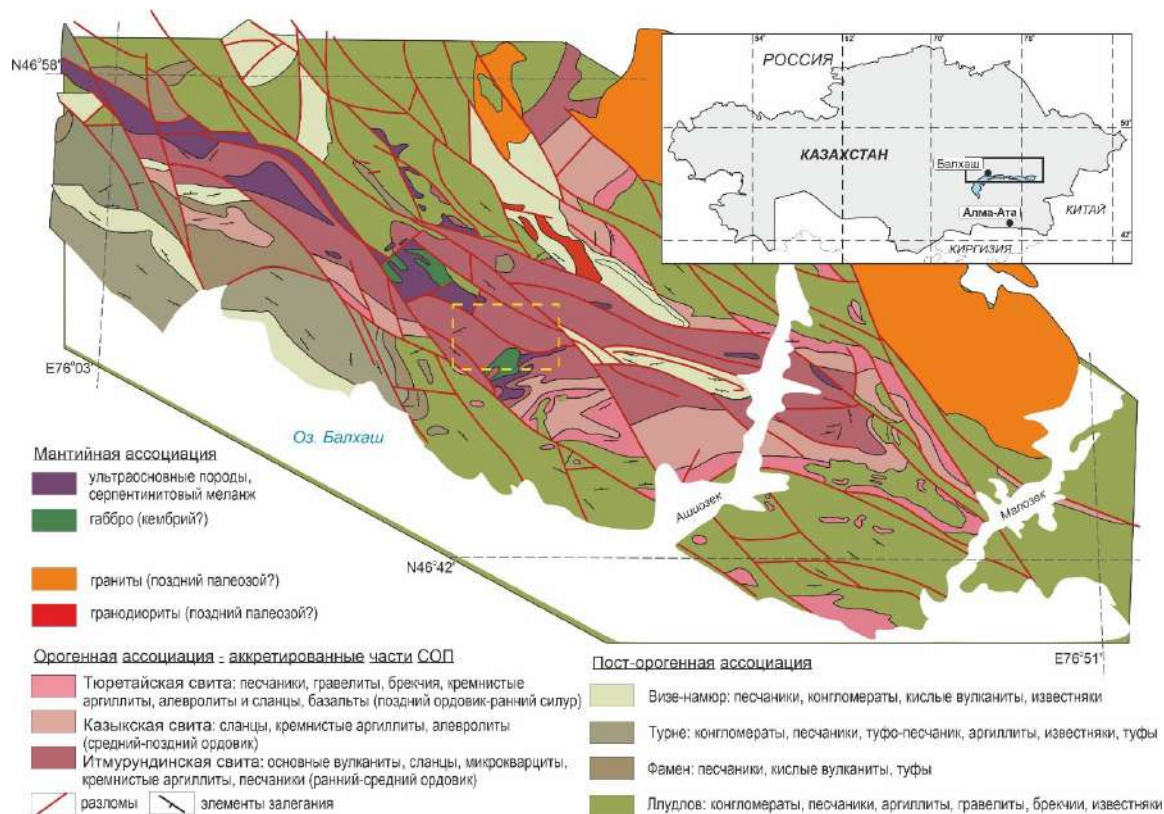


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Иртурундинской зоны Северного Прибалхашья, масштаб 1:200000, серия Прибалхашская, лист L-43-XI. Рамкой показан район работ.

Низко-Ti образцы характеризуются более низкими концентрациями La, Sm, Zr, Nb и Th и двумя уровнями отношений Zr/Nb – 18 и 34, что предполагает разные условия магмогенерации и/или разный состав мантийных источников. Высоко-Ti образцы характеризуются более низкими Zr/Nb (в среднем 9.8), чем образцы со средним содержанием TiO_2 (25). Породы трех групп в разной степени обогащены легкими редкоземельными элементами или LREE

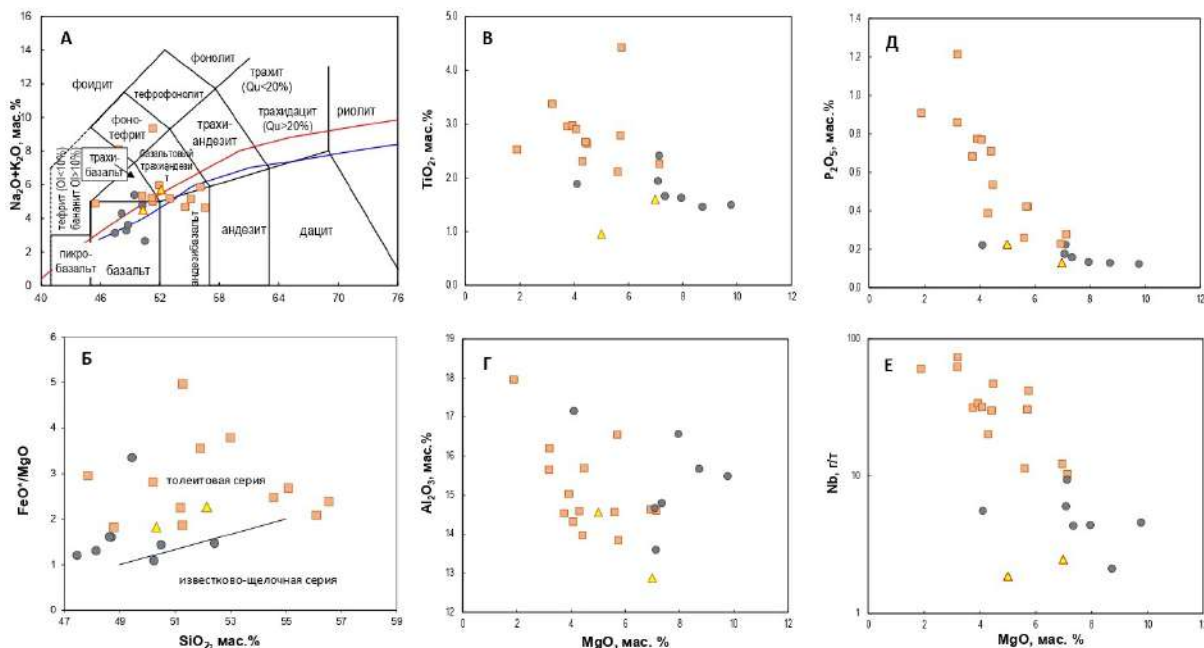


Рис. 2. А – диаграмма TAS, Б – диаграмма SiO_2 – FeO^*/MgO , В–Г – диаграммы MgO /породообразующие окислы и Nb. Квадраты – высоко-Ti, круги – средне-Ti, треугольники – низко-Ti.

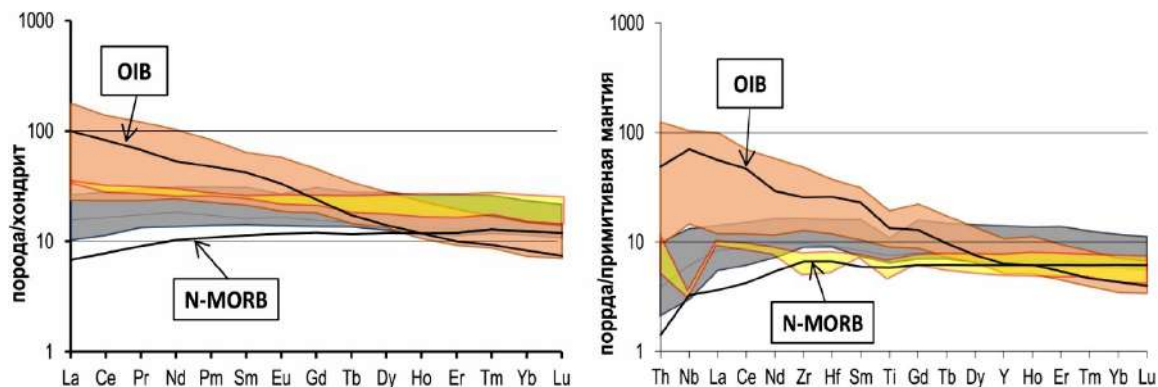


Рис. 3. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов и нормированные по примитивной мантии мультикомпонентные диаграммы для базальтоидов Итмурундинского офиолитового пояса. Данные для MORB, OIB, примитивной мантии и хондрита взяты из [10]. Оранжевая область – высоко-Ti; серая область – средне-Ti; желтая область – низко-Ti.

($La_{Ncp}=122, 23$ и 2) и дают обогащенные, деплетированные и плоские спектры REE, нормированные по хондриту соответственно (рис. 3). Породы высоко-Ti группы ассоциируют с вулканокластическими и осадочными породами. Они обогащены La, Nb, Th и Zr по сравнению с группами 2 и 3, давая $(La/Yb)_N=1.1-3.6$, $(Gd/Yb)_N=1.3-3.2$, $(Nb/La)_{pm}=1.2$ и $Zr/Nb=9.8$. По данным изотопии неодима, базальтоиды высоко-Ti группы образовались из обогащенного мантийного источника (ϵNd варьируется от -4.3 до -8.8) (рис. 3, 4, А). Такие вещественные характеристики типичны для базальтов океанических островов типа Гавайской цепи вулканов (OIB). Средне-Ti базальты ассоциируют с глубоководными кремнями и характеризуются $Zr/Nb=25$; $(La/Yb)_N=0.8-1.0$; $(Gd/Yb)_N=1.1-1.3$; $(Nb/La)_{pm}=1.0$ и высокими значениями ϵNd ($4.7-7.7$) (рис. 3, 4, А). Для вулканитов низко-Ti группы (ассоциируют с песчаниками) характерны высокие отношения Zr/Nb ($18-34$), $(La/Yb)_N=0.4-1.4$; $(Gd/Yb)_N=0.6-1.7$, минимумы по Nb на мультикомпонентных диаграммах, нормированных по примитивной мантии, и также положительные значения $\epsilon Nd=4.9-9.2$ (рис. 3, 4, А).

Что касается мантийных источников на диаграмме $Gd/Yb_N - Al_2O_3/TiO_2$, высоко-Ti образцы с отрицательными значениями ϵNd также попадают в поле Гавайских OIB (рис. 4, А, Б). Это предполагает их происхождение из обогащенной мантии, т.е. из источника, отличающегося от такового, давшего средне- и низко-Ti породы. Для последних характерны положительные значения ϵNd , т.е. они выплавлялись из ювенильного источника, близкого по составу к деплетированной мантии (рис. 4, Б). Таким образом, высоко-Ti разности по вещественному и изотопному составу близки к базальтам типа OIB. Средне-Ti базальты по составу схожи с базальтами срединно-океанических хребтов (MORB). Низко-Ti породы имеют состав, предполагающий их образование в надсубдукционных обстановках.

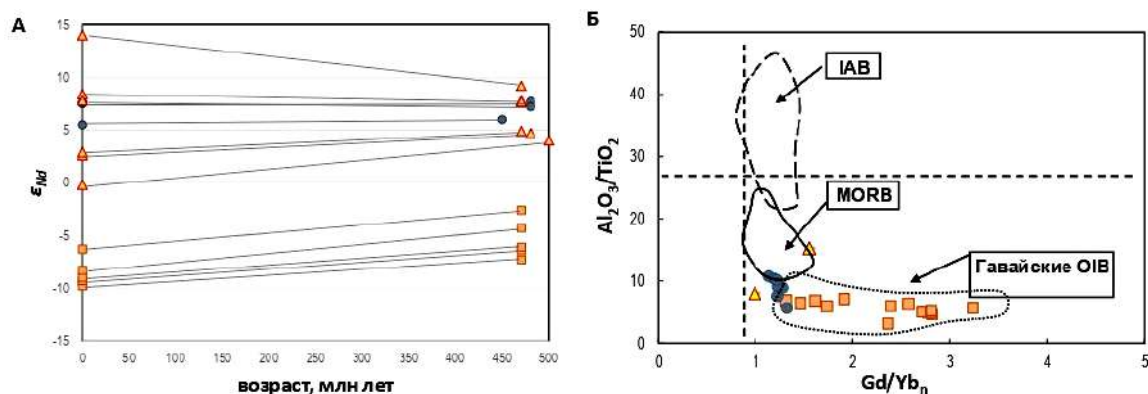


Рис. 4. А – график $\epsilon Nd(t)$ – возраст для вулканических и субвулканических пород Итмурундинского офиолитового пояса. Б – диаграмма $Al_2O_3/TiO_2 - Gd/Yb_N$ для пород Итмурундинского офиолитового комплекса, показывающая различные мантийные источники и обстановки формирования. Условные обозначения см. на рис. 2.

По полученным геологическим и геохимическим данным сделан вывод, что Итмурундинский офиолитовый пояс Центрального Казахстана представляет собой ороген тихоокеанского типа, имеющий в своем составе магматические породы, образованные в разных геодинамических обстановках.

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда, проекты 20-77-10051 (геохронология, литология СОП) и № 21-77-20022 (геохимия), и госзадания МОН РФ № АААА-А19-119072990020-6 (геодинамика).

- [1] *Геологическая карта СССР. 1:200000. Серия Прибалхашская. Лист L-43-XI / Сост. В.Я. Кошкин, В.В. Галицкий. Южно-Казахстанское геологическое управление Министерства геологии и охраны недр СССР, 1960.*
- [2] *Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит СССР. М.: Недра, 1990. Т. I. 328 с.*
- [3] *Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 6. С. 512–527.*
- [4] *Паталаха Е.И., Белый В.А. Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, 1981. С. 7–102.*
- [5] *Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш. Итмурундинский аккреционный комплекс (Северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 102–117.*
- [6] *Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Кремнисто-глинистые отложения юрской аккреционной призмы хр. Хехцир, Сихотэ-Алинь: стратиграфия и генезис // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 51–69.*
- [7] *Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.*
- [8] *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. V. 380–381. 105818.*
- [9] *Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in Northern Balkhash, Central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // Gondwana Research. 2020. V. 79. P. 49–69.*
- [10] *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 Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.*
- [11] *Zhylkaidarov A.M. Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // Acta Paleontologica Polonica. 1998. V. 43. № 1. P. 53–68.*
- [12] *Степанец В.Г. Офиолиты Казахстана. Геология и геодинамика. Lambert Academic Publishing, 2016. 251 с.*



МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ИТМУРУНДИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): АССОЦИАЦИИ, ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

А.В. Гурова^{1,2}, И.Ю. Сафонова^{1,2,3}, И.А. Савинский¹, А.А. Перфилова^{1,2}, П.Д. Котлер^{1,2}

¹ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, sushka386@gmail.com

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

³ Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН

Итмурундинский аккреционный комплекс (ИАК) выделен в составе Итмурундинского офиолитового пояса Северного Прибалхашья в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [5, 12]. По представлениям предыдущих исследователей, он расположен в пределах Итмурунды-Казыкской складчатой зоны, которая, в свою очередь, локализована в ядре Северо-Балхашского антиклинория центральной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы [1, 4, 6]. Еще в 50-х годах прошлого столетия в Итмурундинской зоне проводились геологосъемочные работы масштаба 1:200000. Самая детальная публикация времен СССР по Итмурундинской зоне – это глава «Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны» Е.И. Паталахи и В.А. Белого в монографии «Офиолиты Казахстана» под редакцией А.А. Абдулина и Е.И. Паталахи [4]. В ней, однако, представлены только геологические данные. С конца 1990-х и в 2000-х годах эта зона уже описывалась некоторыми исследователями как аккреционный комплекс или аккреционная призма [2, 6], а ее образование связывалось с эволюцией Палеоазиатского океана и формированием Центрально-Азиатского складчатого пояса [3, 10]. В последние годы получены первые данные детального изучения геологического строения отдельных участков ИАК, сложенных породами ассоциации стратиграфии океанической плиты [5, 9], и первые высокоточные данные U-Pb датирования и анализа макро- и микроэлементного состава и изотопии магматических пород [7, 8, 11].

Итмурундинский комплекс имеет сложную геологическую структуру, включающую породы трех ассоциаций: мантийной (ультраосновные и основные породы, серпентинитовый меланж), аккреционной (осадочные отложения глубоководного происхождения и вулканические породы основного состава) и посторогенной (континентальные осадки). Аккреционный комплекс включает образования трех свит: итмурундинской (O_{1-2}), казыкской (O_{2-3}) и тюретайской (O_3-S_1), разделенных тектоническими несогласиями. Итмурундинская свита сложена базальтами, яшмами/кремнями, кремнистыми алевролитами, аргиллитами и сланцами. В составе казыкской свиты преобладают яшмы/кремни, кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы. Тюретайская свита представлена в основном кремнистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. И осадочные, и магматические породы слагают многочисленные тектонические пластины, образуя дуплекс-структуры; породы сильно деформированы син- и постаккреционными процессами. Геологические взаимоотношения, литология и последовательность отложений этих трех свит согласуются с моделью стратиграфии океанической плиты (СОП). Низы разрезов сложены базальтами (пиллоу-лавами), перекрытыми пелагическими кремнями и/или хемипелагическими кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Верхние части разрезов часто включают турбидиты глубоководного желоба и толщи граувакковых песчаников [5, 11].

Нами были изучены магматические породы Итмурундинской свиты. Они представлены вулканическими и субвулканическими породами основного состава (базальт, долерит, габбро, диорит). Согласно полученным новым данным по U-Pb изотопному датированию [11], возраст роговообманкового диорита из серпентинитового меланжа составляет примерно 500 млн лет. Эти данные согласуются с U-Pb возрастом по плагиогранитам в интервале 530–498 млн лет [8]. Изученные вулканические и субвулканические породы относятся преимущественно к базальтам и андезибазальтам толеитовой серии, в меньшей степени – к известково-щелочной. По составу породообразующих окислов породы можно разделить на три группы: высоко-Ti,

средне-Ті и низко-Ті. Высоко-Ті вулканиты ассоциируют с вулканогенно-осадочными брекчиями и хемипелагическими осадками. Средне-Ті вулканиты ассоциируют с пелагическими кремнями. Низко-Ті вулканиты образуют отдельные тела в контакте с терригенными породами. Породы трех групп в различной степени обогащены легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ). Высоко-Ті группа показывает обогащенные спектры ЛРЗЭ (в среднем $La_n=122$), средне-Ті группа – обедненные спектры (в среднем $La_n=23$), а низко-Ті группа – плоские спектры ЛРЗЭ (в среднем $La_n=2$). Концентрация высокозарядных элементов Nb, Th, и Zr для высоко-Ті группы близка к ОІВ, что предполагает внутриокеаническую обстановку формирования этих пород. Для низко-Ті базальтоидов характерны минимумы по Nb, что указывает на надсубдукционные обстановки их формирования. Средне-Ті группа образцов геохимически близка к MORB, что предполагает их образование в области срединно-океанического хребта. Поскольку в Итмурундинском аккреционном комплексе сосуществуют магматические породы разных геодинамических обстановок, то отнесение этих пород к одной свите (в данном случае – итмурундинской) является сомнительным. Не исключено, что в будущем будет поставлена задача пересмотра стратиграфических подразделений геологической карты данного района исследований. Таким образом, по структурным, литологическим и геохимическим данным Итмурундинский аккреционный комплекс Центрального Казахстана представляет собой ордовико-силурийский ороген тихоокеанского типа, сформированный на конвергентной окраине Палеоазиатского океана.

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022) и в рамках госзадания МОН РФ № АААА-А19-119072990020-6.

- [1] *Геологическая карта СССР*. Масштаб 1:200000. Серия Прибалхашская. Лист L-43-XI / Сост. В.Я. Кошкин, В.В. Галицкий. Южно-Казахстанское геологическое управление Министерства геологии и охраны недр СССР, 1960.
- [2] *Жилкайдаров А.М.* О возрасте вулканогенно-кремнистых отложений Джунгаро-Балхашской области по конодонтам // Вестник АН Казахской ССР. 1988. № 5. С. 84–86.
- [3] *Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит СССР. М.: Недра, 1990. Т. I. 328 с.
- [4] *Паталаха Е.И., Белый В.А.* Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, 1981. С. 7–102.
- [5] *Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш.* Итмурундинский аккреционный комплекс (Северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 102–117.
- [6] *Степанец В.Г.* Офиолиты Казахстана. Геология и геодинамика. LAMBERT Academic Publishing, 2016. 251 с.
- [7] *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tretyakov A.A.* Siliceous-volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite Zone (Central Kazakhstan): Biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle-Late Ordovician // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020. V. 551. 109748.
- [8] *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S.* Early Paleozoic supra-subduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. V. 380–381. 105818.
- [9] *Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F.* Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 179–205.
- [10] *Safonova I.* Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 6–27.
- [11] *Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T.* The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // Gondwana Research. 2020. V. 79. P. 49–69.
- [12] *Stepanets W.G.* Geodynamic position of the Tekturmas accretionary prism ophiolites (Central Kazakhstan), part 1 // News of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan. Series of Geology and Technical Sciences. 2016. V. 5. P. 34–49.



МЕДНО-ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОЕ ПОРФИРОВО-ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ СЕМЕЙСТВО РУД ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев¹, Н.И. Гусев², Е.М. Табакаева³

¹ Бийск, Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет
им. В.М. Шукшина, anzerg@mail.ru

² Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru

³ Барнаул, Алтайский государственный университет, tabakaevaem@mail.ru

В последнее время в металлогении все большее внимание уделяется сложным семействам руд, имеющим признаки полихронности и нередко формирующим крупные объекты мирового класса [1–3]. В Горном Алтае помимо золотомедного скарново-порфирового семейства руд Сихотинского месторождения [4] имеются полихронные медно-золотосеребряные порфирово-эпитеpmальные объекты. Оба семейства руд формировались в раннем девоне в обстановке активной окраины континента. Металлогеническую специфику активных окраин континентов определяют именно эти два семейства руд.

Наиболее типичным объектом сложного полихронного медно-золотосеребряного порфирово-эпитеpmального семейства руд в регионе является Чуриновское рудное поле, где рудогенерирующий магматизм характеризуется повышенной щелочностью и близок к адакитовой серии. Это относится как к вулканитам, так и к субвулканическим образованиям саганского вулканического комплекса (D₂s). Флюидной составляющей магматизма свойственно высокое парциальное давление воды, углекислоты и повышенная фугитивность кислорода. Рудная минерализация представлена медно-золотопорфировым типом, развитым в субвулканических риолит-порфирах Чуриновского штока, и эпитеpmальным золотосеребряным оруденением, локализованным в диатремовых брекчиях. Выделяются два типа диатремовых брекчий: крупноглыбовые с фрагментами даек диоритовых порфиритов и средне- и мелкозернистые с отчетливой флюидальностью. Последние представляют собой флюидо-эксплозивные образования, сложенные остроугольными, реже – овальными фрагментами туфогравелитов трахиандезит-трахиацитового состава, гранит-порфирами, подверженными интенсивным гидротермальным изменениям – окварцеванию, серицитизации с образованием березитов с разной насыщенностью пиритом и спорадической вкрапленностью халькопирита. Размеры обломков брекчий от 0.2 до 5.0 см. Цемент брекчий представлен тонко перетертым материалом гранит-порфиров и туфогравелитов, подверженных пропилитизации. Изредка отмечаются прожилки кварца крустификационного сложения, реже – адуляра, барита и турмалина. Рудная минерализация в эксплозивных брекчиях локализована в наиболее измененных разностях, характеризующихся флюидальностью (туффизиты), и представлена пиритом, редко – халькопиритом, самородной медью и золотом двух генераций. Содержание пирита варьируется от 1 до 3 %. Содержание золота в брекчиях колеблется от 0.4 до 18.6 г/т. Наиболее высокие концентрации золота (32.2 г/т) и серебра (448 г/т) зафиксированы в интенсивно березитизированных брекчиях, содержащих до 3 % пирита. В таком пирите значения тяжелого изотопа серы ниже метеоритного стандарта и составляют от –6.3 до –8.7 ‰. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце разных генераций варьируется от 250 до 125 °C. Определен следующий абсолютный возраст для пород и минералов Чуриновского месторождения (U-Pb анализ циркона SHRIMP-II): риолит-порфиры – 389–390 млн лет, цирконы разных популяций из флюидо-эксплозивных брекчий – 400, 359 (преобладающие), 327–285 и 126 млн лет. Эпитеpmальное оруденение в брекчиях отнесено к низкосернистому типу. Порфировое оруденение в субвулканических риолит-порфирах представлено прожилково-вкрапленными рудами, сопровождающимися калишпатизацией и окварцеванием. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом и золотом. Изредка отмечается молибденит. Гомогенизация газовой-жидких включений в кварце варьируется от 330 до 310 °C.

Другой сложной полихронной системой совмещения различных геолого-промышленных типов оруденения является Коксаирский рудный узел. На основе комплексных данных, полученных для Южно-Коксаирского участка, можно выстроить следующую модель формирования магмо-рудно-метасоматической системы (МРМС).

Первый этап этой МРМС связан со становлением вулканитов и субвулканических тел лейкогранит-порфиров талдудюргунского комплекса раннего девона. Они отнесены к шошонитовой серии, и их образование связано с плавлением высоко-Nb базальтов. На этом этапе произошла генерация на глубоких горизонтах медно-золотопорфирового оруденения, сопровождавшегося флюидо-эксплозивными брекчиями и кварц-ортоклазовыми метасоматитами с биотитом и пропилитами. Рудные минералы для этого этапа представлены магнетитом, борнитом, халькопиритом, пиритом и золотом нескольких генераций. Концентрации элементов в рудах составляют: меди от 0.5 до 1.8 %, золота от 0.3 до 9.0 г/т, серебра от 10 до 130 г/т. Температурный режим кристаллизации менялся от 350 до 160 °С.

Второй этап ознаменовался внедрением субвулканических тел трахириодацитовых порфиров, с которыми ассоциирует эпitherмальное золотосеребряное оруденение промежуточно-сульфидизированного типа, в котором одновременно присутствуют и селениды, и теллуриды. Комплекс рудных минералов охватывает пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, кюстелит, герсдорфит, аргентит, кераргирит, науманнит, матильдит, госларит, золото, алтаит, тетрадимит, прустит. Снижение температурного режима происходило от 300 до 170 °С. Этому этапу соответствуют обширные филлизиты и аргиллизиты, проявленные в вулканитах и терригенных разрезах Коксаирского рудного узла.

Третий этап связан с внедрением мезозойских даек долеритов и предполагаемого золотортутного типа оруденения. На возможное присутствие последнего указывает наличие кварц-барит-карбонатных прожилков с киноварью и золотом.

На заключительном этапе произошла активизация гидротермальных процессов по разломам и оперяющим трещинам Полиметаллического разлома с формированием ртутно-серебряного оруденения Западного Коксаира, Коксаира и Отсалара, занимающих самые верхние уровни гидротермальной колонны. Главными рудными минералами рудных тел являются киноварь, халькопирит, тетраэдрит, халькозин, галенит, аргентит, теннантит, тетраэдрит. Содержание серебра в минерализованных зонах достигает 262.4 г/т, меди более 1 %, ртути 0.16 %, сурьмы до 0.2 %, мышьяка до 0.7 %, бария более 3 %. Большую роль в окисленных рудах играют церуссит, малахит, азурит, бромаргирит, пироморфит и др. Температура гомогенизации газожидких включений в кварце и карбонатах варьируется от 170 до 50 °С. Значения тяжелого изотопа серы в галените Коксаирского месторождения варьируются от 14.8 до 16.1 ‰, тетраэдрите – 18.8–19.2 ‰. Высокие значения тяжелого изотопа серы обусловлены наличием в растворах большого количества сульфатной серы. Метасоматиты, сопровождающие ртутно-серебряное оруденение, представлены обширными аргиллизитами.

Сложность формирования руд в Коксаирском рудном узле обусловлена тем, что в образовании всего рудного комплекса маркируется ранний этап, связанный с функционированием активной окраины континента и поздней плюмтектонической обстановкой.

- [1] Гусев А.И., Гусев Н.И. Петрология и геохимия интрузивных пород Синюхинского месторождения (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. № 3 (43). С. 100–109.
- [2] Yasami N., Ghaderi M. et al. Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, Northwestern Iran // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 212–224.
- [3] Zhang X.-N., Li G.-M. et al. Porphyry to epithermal transition at the Rongna Cu-(Au) deposit, Tibet: Insights from H-O isotopes and fluid inclusion analysis // Ore Geology Reviews. 2020. V. 123. 103585.
- [4] Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Uyutov V.I. Geology, mineralization, fluid inclusion, and stable isotope characteristics of the Sinyukhinskoe Cu-Au skarn deposit, Russian Altai, SW Siberia // Ore Geology Reviews. 2019. V. 112. P. 103–139.



ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА КАЛБАКСКОГО ЗОЛОТОМЕДНО-ПОРФИРОВОГО РУДНОГО УЗЛА (ТУВА)

Н.И. Гусев

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

Калбакский золотомеднорудный узел приурочен к гранитоидам чарашского комплекса [1] Теректыг-Чедерского интрузивного массива в западной части Каахемского ареал-плутона. Рудный узел содержит три недоизученных медно-порфировых проявления: Торгунчик, Калбак-Чоога и Баян-Кол. По результатам ГДП-200 прогнозные ресурсы Калбакского узла по категории P_3 составили: меди 2.6 млн т, золота 49.5 т, что указывает на возможность локализации в его пределах крупного медно-порфирового месторождения.

Внедрение гранитоидов чарашского комплекса происходило в гомодромной последовательности: 1-я фаза (главная) – равномерно-зернистые, реже порфировидные биотитовые тоналиты, гранодиориты, гранатсодержащие биотитовые и биотит-мусковитовые плагиограниты; 2-я фаза – мелкозернистые гранатсодержащие биотитовые лейкоплагиограниты, дайки и жилы гранатсодержащих аплитов и пегматитов.

Особенности состава биотита из плагиогранитов указывают на его формирование из обводненных расплавов, кристаллизовавшихся в условиях низкой фугитивности кислорода [1], что подтверждается положительными аномалиями Eu в плагиогранитах главной фазы. Мусковит наблюдается в сростках с биотитом и в самостоятельных кристаллах, что предполагает его первичную природу [1]. Породы бедны магнетитом, преобладает ассоциация биотита с ильменитом. Из других аксессуаров наиболее распространены апатит, циркон, сфен, из рудных – ильменит с существенной примесью марганца, свидетельствующей о повышенном давлении и глубинных условиях кристаллизации ильменита [1].

Выходы чарашского комплекса характеризуются отрицательным магнитным полем напряженностью до -6 мЭ при магнитной восприимчивости $(0+580) \cdot 10^{-6}$ СГСМ в плагиогранитах и $52 \cdot 10^{-6}$ СГСМ в дайках. Эти значения соответствуют слабомagnetным породам, что связано с отсутствием скоплений ферромагнетиков в их составе.

По петрохимическим данным породы главной фазы чарашского комплекса относятся к магнезиальным пералюминиевым ($A/CNK=0.99-1.20$) гранитоидам известково-щелочного ряда с натриевым типом щелочности ($Na_2O/K_2O=2.1-3.4$). В отличие от плагиогранитов одновозрастного таннуольского комплекса, они имеют в среднем выше содержания K_2O , суммы щелочей, Rb, Sr, Th, Hf, но ниже содержания Nb, Y, ΣREE 31–58 ppm. На спайдерграммах проявлены минимумы по Ta, Nb и Ti и положительные аномалии по U, K, Pb, Sr (рис. 1). Спектры REE характеризуются высокими величинами $(La/Yb)_N=8-39$, преимущественно с положительной аномалией Eu ($Eu/Eu^*=1.04-1.26$). Часто, особенно для лейкогранитоидов, отмечается ковшеобразный загиб на спектрах, что связано с присутствием в них граната – концентратора HREE. По содержанию Yb (0.37–0.88 ppm), Al_2O_3 (14.5–17.7 мас. %), 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 гранитоидах указывает, что он попадал также и в ликвидусную фазу. Калиево-натриевый тип щелочности ($K_2O \geq Na_2O$) характерен для лейкогранитоидов второй фазы чарашского комплекса, которые также характеризуются высокими величинами отношений $Sr/Y=38-69$ и $La/Yb=25-26$.

Тоналиты и плагиограниты характеризуются положительной величиной $\varepsilon Nd(T) +4.4...+6.2$, указывающей на присутствие в их составе вещества деплетированной мантии, и позднерифейским модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM) 0.73-0.89$ млрд лет.

Кроме результатов датирования, приведенных на рис. 2, для высокоглиноземистых плагиогранитов чарашского комплекса С.Н. Рудневым был получен возраст 499 ± 5 млн лет

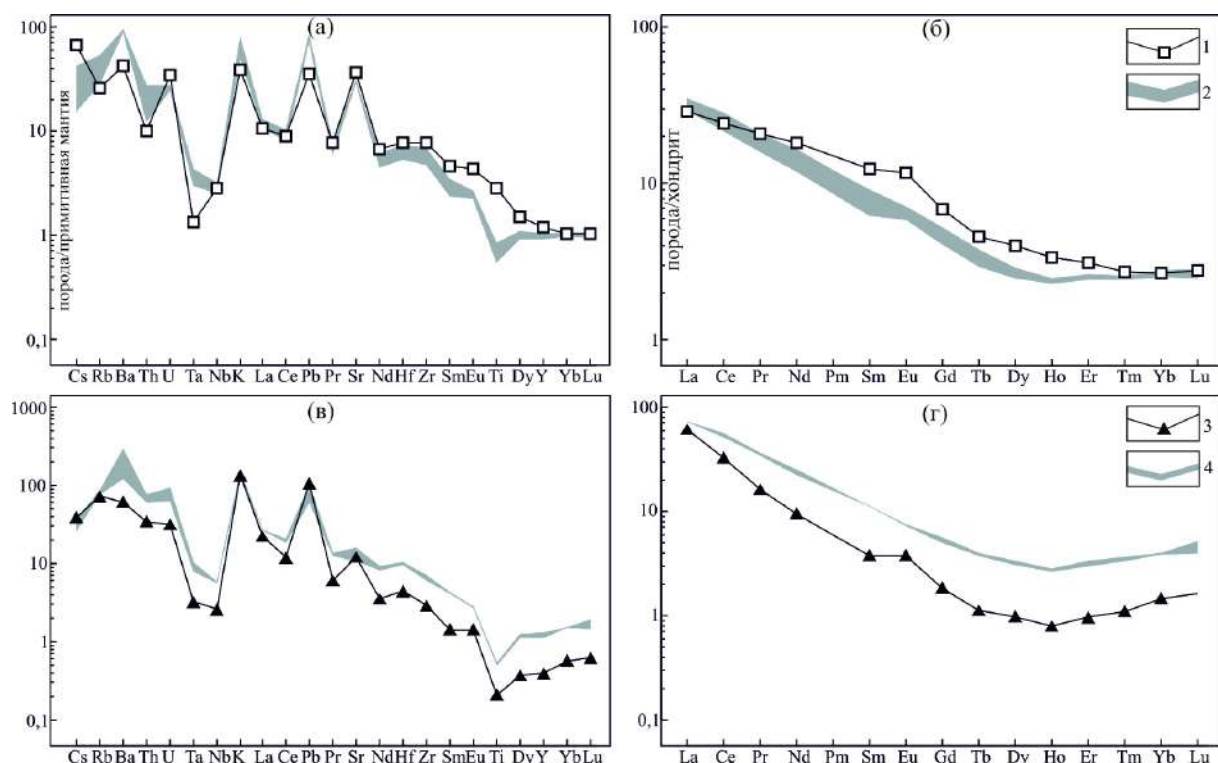


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для пород чарашского комплекса: а, б – первая фаза; в, г – вторая фаза. 1 – тоналиты – возраст 506 ± 4 млн лет; 2 – плагиограниты – возраст 503 ± 3 млн лет; 3 – лейкоплагиограниты мелко- и среднезернистые – возраст 495 ± 5 млн лет; 4 – лейкограниты двуслюдяные.

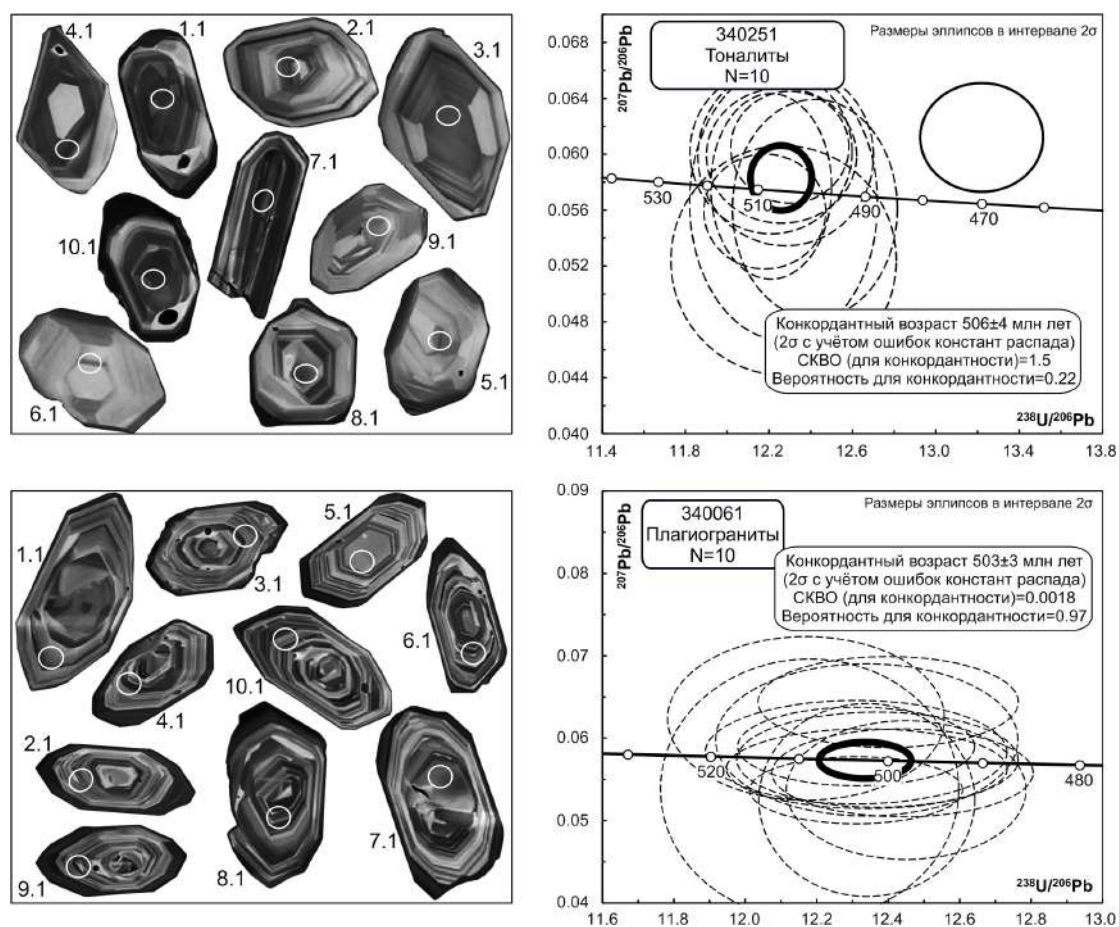


Рис. 2. Катодолуминесцентные (КЛ) изображения с точками измерений и возраст циркона из тоналитов и плагиогранитов чарашского комплекса Теректыг-Чедерского массива.

(проба Д 108). Циркон этой пробы характеризуется положительными величинами $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)=11.1-12.1$ и модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM})=0.74-0.68$ млрд лет [2], подтверждающими деплетированный мантийный источник.

Порфировые месторождения в глобальном масштабе делятся на океанический субдукционный и континентальный коллизионный типы [3–5]. В Тувино-Монгольской островной дуге субдукционный этап завершился около 520 млн лет назад [2] и медно-порфировые месторождения формировались после коллизии островной дуги с Тувино-Монгольским микроконтинентом, в результате чего они имеют смешанные характеристики субдукционного и коллизионного типа.

Чарашский комплекс, с одной стороны, имеет признаки участия в магмообразовании метаосадочных пород, что выражается в повышенной глиноземистости гранитоидов, полном преобладании биотита в качестве темноцветного минерала, присутствии граната и первичного мусковита. Формирование гранитоидов восстановительного типа также может быть связано с участием в магмогенерации метаосадочных пород, обогащенных углеродистым или карбонатным материалом. С другой стороны, высокие величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)=11.1-12.0$ указывают на деплетированный источник, что свойственно месторождениям субдукционного типа [3].

Медно-порфировые месторождения генетически связаны преимущественно с высокоокисленными магнетитовыми гранитоидами I-типа субдукционного этапа. Восстановительные медно-порфировые рудно-магматические системы, которые можно ожидать в Калбакском узле, встречаются значительно реже и отличаются меньшим содержанием меди и более высоким – золота [4, 5]. Причина этого в том, что постколлизионные магмы образуются в результате переплавления тугоплавкого рестита, обогащенного сульфидами халькофильных металлов (и золотом), от которого ранее отделились островодужные магмы [4]. Зачастую такие золоторудные месторождения не связывались с деятельностью порфировых систем, а рассматривались как жильный или штокверковый тип, как, например, золоторудное проявление Баянкол в Калбакском рудном узле.

Геодинамическая обстановка формирования чарашского комплекса, вероятно, соответствовала постсубдукционному растяжению, вызывающему астеносферный апвеллинг и выплавление в мантии базальтовой магмы, которая внедрялась в основание утолщенной и преобразованной в амфиболиты и эклогиты нижней коры, вызывая ее частичное плавление.

- [1] Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К., Бродская Р.Л. Чарашский комплекс – петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 38–42.
- [2] Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А. и др. Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1331–1355.
- [3] Lu Y., Xiao Y., Nadeau O. et al. Inherited source affinity of Li and Hf isotopes for porphyry copper deposits from subduction and collisional settings // Ore Geology Reviews. 2021. V. 138. 104328.
- [4] Richards J.P. Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere // Geology. 2009. V. 37. P. 247–250.
- [5] Rowins S.M. Reduced porphyry copper–gold deposits: a new variation on an old theme // Geology. 2000. V. 28. P. 491–494.



К ГЕНЕЗИСУ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНАТОВО-ПИРОКСЕНОВЫХ СИЕНИТОВ (СВЯТОНОСИТОВ) МАЛОБЫСТРИНСКОГО МАССИВА: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.И. Демонтерова, Л.З. Резницкий, А.В. Иванов

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

Слюдянский кристаллический комплекс, примыкающий к южной оконечности Сибирского кратона, является фрагментом единой аккреционно-коллизийной системы раннекаледонского возраста [1]. Он сложен породами гранулитовой фации метаморфизма [1]. Толщи метаморфического комплекса прорваны интрузивными породами гранит-сиенитового ряда с возрастом 511–450 млн лет [1–4]. Малобыстринский массив является наиболее крупным магматическим телом, сложенным разнообразными сиенитами, в меньшей степени – монцонитами и гранитами. Среди пород раннепалеозойского возраста Слюдянского кристаллического комплекса известны интрузивные породы сиенитового состава с андрадитовым гранатом. Святоноситы – сиениты с андрадитовым гранатом – как петрологический тип выделены П. Эсколя среди пород позднепалеозойского возраста полуострова Святой Нос на оз. Байкал [5]. Считается, что гранат в них появился в результате ассимиляции карбонатных пород, при этом полное переплавление вмещающих пород сиенитовой магмой не происходило. Как альтернативная гипотеза образование святоноситов связывается с высокотемпературным метасоматозом под воздействием флюидов [6 и ссылки в ней]. Возникает вопрос, образовались ли святоноситы Малобыстринского массива при аналогичном процессе? Для ответа на него в этой работе проведены изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования серии пород Малобыстринского массива Слюдянского кристаллического комплекса. В работе исследованы андрадитсодержащие сиениты и монцодиориты (святоноситы), безгранатовые монцониты и сиениты. Изотопные данные по минералам из образцов святоноситов позволили получить изохрону Sm-Nd методом.

Малобыстринский массив интрузивных пород расположен в междуречье рек Бол. и Мал. Быстрая. По геологическим взаимоотношениям с вмещающими породами и по возрасту внедрения массив относится к Слюдянскому кристаллическому комплексу Южного Прибайкалья [7]. Породы массива прорывают метаморфизованные в условиях гранулитовой фации осадочно-вулканогенные толщи слюдянской и хангарульской серий. Массив в основном сложен разнообразными сиенитами, в меньшей степени – гранитами. В составе массива наряду с пироксеновыми щелочными сиенитами распространены амфиболовые и биотитовые известково-щелочные сиениты, двупироксеновые сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты. Петрографическая характеристика пород массива приведена в работах [2, 7]. Часть сиенитовых пород массива содержат гиперстен и в работе [4] отнесены к чарнокитоидам. На Малобыстринском массиве задокументированы сиениты с андрадитовым гранатом, называемые святоноситами, представляющие собой эгирин-авгитовые щелочные сиениты с содержанием титанистого андрадита до 10–20 % [2, 7]. Далее по тексту сиенит с андрадитовым гранатом мы будем называть святоноситом согласно П. Эсколе. Минеральный состав святоноситов следующий: гранат 3–5 %, титанит 3–5 %, эгирин-авгит 30–35 %, пертитовый калишпат 15–20 %, плагиоклаз 30–35 %, апатит 2–3 %. Эпидот, как вторичный минерал, встречается в некоторых образцах до 5 %. Рудный минерал представлен титаномagnetитом, в породе его меньше 1 %.

В настоящее время имеется несколько определений возраста пород Малобыстринского массива и сингенетичных ему интрузивных комплексов. Rb-Sr изохрона, полученная по валовым составам пород массива, соответствует 511 ± 11 млн лет [4]. Для двух синметаморфических (сингранулитовых) гиперстенитовых трондьемитов (эндербитов) U-Pb методом по циркону получен возраст 481 ± 5 и 477.6 ± 2 млн лет и для постметаморфических амфибол-двупироксеновых кварцевых сиенитов – 471.2 ± 2 млн лет [2, 3]. По циркону U-Pb методом определен возраст для аляскитовых гранитоидов гранит-пегматитов – 477.3 ± 5.3 млн лет и дайковых тел монцонитов – 470.1 ± 1.5 млн лет, а для жильных постфлогопитовых тел редкоземельных пегматитов –

447.3±2.4 млн лет [1]. Для флогопитовых жил Ar-Ar методом по флогопиту получен значительно отличающийся возраст 450±8 млн лет и 480±4 млн лет [8]. Сами флогопитоносные жилы по Rb-Sr данным формировались 459.60±6.56 млн лет [9]. Возраст святоноситов Малобыстринского массива до настоящего времени не был известен, потому что они не содержат циркона. Однако святоноситы хорошо подходят для датирования Sm-Nd методом благодаря присутствию в них граната.

Результаты Sm-Nd датирования приведены на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Фигуративные точки минералов (апатит, титанит, пироксен, гранат) и вала образуют линию, наклон которой при пересчете на возраст составляет 481.9±10 млн лет (1 сигма, СКВО=0.63). Полученный возраст святоноситов совпадает с U-Pb датировкой двупироксеновых кварцевых сиенитов Малобыстринского массива в пределах ошибки. Таким образом, рассматриваемые в данной работе магматические породы связаны с друг другом по времени и месту образования. При рассмотрении геохимических характеристик Малобыстринского массива нами привлекаются данные химических анализов из ранее опубликованных работ [2, 7]. Породы характеризуются широкими вариациями химического состава основных породообразующих элементов. Граниты, сиениты и святоноситы массива характеризуются содержанием SiO_2 от 45 до 75 мас. %, суммой щелочей от 2 до 13 мас. %. Высокие содержания в сиенитах, монцонитах и святоноситах TiO_2 – до 2.5 мас. %, Al_2O_3 – до 16.4 мас. %, CaO – до 14.7 мас. % и $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ – до 9.4 мас. % говорят об участии в плавлении источника с обогащенным химическим составом. По распределению редкоземельных элементов сиенит, монцонит и святоносит близки между собой. Однако сиенит отличается более выраженным трогом Eu относительно других пород. По общему микроэлементному спектру породы похожи, что больше всего видно по несовместимым элементам, которые находятся в левой части спайдердиаграммы. Сиенит отличается существенными трогами по Eu, Sr, Zr и Hf. Поведение данных элементов может быть связано с фракционной кристаллизацией плагиоклаза и циркона или плавлением источника, содержащего плагиоклаз. По минералогии пород видно, что в святоноситах циркон совсем не образуется. Общие для всех пород микроэлементные спектры с трогом Th-U на спайдердиаграмме указывают на наличие в источнике плавления амфибола или пироксена. Обнаруженное обогащение Ta относительно Nb в святоноситах предполагает наличие Ta рудной фазы, нами еще не исследованной. Сиениты, монцониты и святоноситы Малобыстринского массива демонстрируют отчетливо высокие показатели Ba/Rb (20–85) и низкие показатели Rb/Sr (<0.20), что предполагает наличие в источнике плавления амфибола.

Полученные значения ϵNd (–3.8...–4.2) и ϵSr (25.0–25.8) для святоноситов попадают в область распространения I-типа гранитов, что указывает на магматическую природу их происхождения. Изотопный состав Sr и Nd для данных пород предполагает участие в плавлении обогащенного компонента типа EMI, возникновение которого в мантии возможно в результате рециклирования осадков, плавления нижней континентальной коры или метасоматизированной субконтинентальной литосферы [10]. Так как одна из моделей образования святоноситов предполагает ассимиляцию коры, нами получены изотопные данные для двух гнейсов харагольской свиты. Один из них – диопсид-скаполитовый гнейс БС-545 со значениями ϵNd –12 и ϵSr 41, второй – гранат-диопсид-скаполитовый гнейс БС-560 со значениями ϵNd –10 и ϵSr 272. Наиболее близкий по изотопным отношениям к святоноситам и сиенитам безгранатовый гнейс БС-545 мог быть контаминантом для сиенитового расплава. При бинарном смешении для образования святоноситов требуется порядка 50 % добавки гнейса БС-545 к монцонитовому расплаву. Второй гнейс с гранатом БС-560 сильно отличается по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и лежит вне тренда составов сиенитов и святоноситов. При анализе $1/\text{Sr}$ к $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ видно, что сиениты и святоноситы не образуют контаминационного тренда, связанного с добавлением коры кислого состава или осадков с высокими изотопными отношениями Sr. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах массива остается постоянным при значительных вариациях значения $1/\text{Sr}$. Такой отчетливый тренд может быть связан с влиянием фракционной кристаллизации плагиоклаза основного состава или участием контаминанта с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ значением, аналогичным святоноситам. Диопсид-скаполитовые гнейсы харагольской свиты сильно различаются по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и по концентрации Sr. Как наблюдалось при анализе диаграммы ϵNd – ϵSr контаминантом может быть порода, подобная диопсид-скаполитовому гнейсу БС-545. Использование диагностических диаграмм [11] для установления геодинамической природы изучаемых пород, таких как Rb-Y+Nb и Nb-Y, показывает, что они образовались во внутриплитных условиях или при плавлении пород с внутриплитными характеристиками.

Обобщая имеющиеся данные, можно сказать, что сиениты и святоноситы Малобыстринского массива имеют магматический генезис, в источнике плавления присутствовали плагиоклаз, амфибол и пироксен. Возможными контаминантами при образовании святоноситов могли быть диопсид-скаполитовые гнейсы, которые бедны по сравнению с сиенитовыми выплавками микроэлементным составом, но могли привнести кальциевую составляющую для кристаллизации граната. Внутриплитная природа сиенитовых магм, незначительный отрыв по возрасту после пика метаморфизма и отсутствие граната в источнике плавления говорят о возникновении магм на относительно неглубоком коровом уровне в условиях постколлизийного растяжения. Это согласуется с ранее предложенными геодинамическими реконструкциями Байкальского региона, описанными в работах [1, 12]. По-видимому, плавление на коровом уровне может быть объяснено моделью, предложенной в статье [13], в которой показано, что из-за существующей обратной связи между температурой и температуропроводностью при коллизийных процессах, вызывающих тектоническое сжатие осадочных толщ через несколько десятков миллионов лет после разогрева коры, нижняя часть коры дополнительно нагревается вследствие того, что тепло не успевает отводиться в верхние горизонты и ее температура в итоге превышает солидус метаморфических сланцев и приводит к их плавлению.

В работе задействовались оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках проекта № 075-15-2021-682.

- [1] Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.В. и др. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 2000. Т. 8. № 1. С. 74–86.
- [2] Котов А.Б., Сальникова Е.В., Резницкий Л.З. и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): Результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.
- [3] Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B. et al. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy Complex, Eastern Siberia // Gondwana Research. 1998. V. 1. P. 195–205.
- [4] Левицкий В.И., Плюснин Г.С. Новые данные о петрологии, геохимии и геохронологии Быстринского массива // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 2. С. 22–28.
- [5] Eskola P. On the igneous Rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia // Overs. Finska Vetensk. Soc. Forhandl. 1921. Bd. LXIII. Avd A. 1. 100 p.
- [6] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ащепков И.В. О природе байкальских святоноситов // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1986. № 2. С. 31–44.
- [7] Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.
- [8] Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лицарев М.А. Возраст Слюдянских флогопитовых месторождений (данные метода ^{39}Ar – ^{40}Ar) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1990. № 5. С. 92–98.
- [9] Резницкий Л.З., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Кузнецова С.В. Rb-Sr возраст флогопитовых месторождений (Южное Прибайкалье) // ДАН. 1999. Т. 367. № 1. С. 105–107.
- [10] Willbold M., Stracke A. Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust // Chemical Geology. 2010. V. 276. P. 188–197.
- [11] 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.
- [12] Зорин Ю.А., Скляр 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.
- [13] Whittington A.G., Hofmeister A.M., Nabelek P.I. Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism // Nature. 2009. V. 458. P. 319–321.



ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ГОРИНСКОЙ, ПИОНЕРСКОЙ, ПИВАНСКОЙ СВИТ КОМСОМОЛЬСКОЙ СЕРИИ (СЕВЕР СИХОТЭ-АЛИНЯ)

А.Н. Диденко^{1,3}, Ш. Ото², А.Ю. Песков¹, А.В. Кудымов¹, М.В. Архипов¹, М. Нагата²

¹ Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

² Тояма, Япония, Высшая школа науки и техники Университета г. Тояма

³ Хабаровск, Тихоокеанский государственный университет

Самые представительные разрезы юрско-нижнемеловых турбидитовых отложений Журавлевско-Амурского террейна [2] описаны в пределах листа М-53 Государственной геологической карты [3] недалеко от г. Комсомольска-на-Амуре. Отложения подразделяются на шесть свит: улыбинскую (байосс-оксфорд), силинскую (оксфорд-кимеридж), падалинскую (конец титона), горинскую (титон-берриасс), пионерскую (берриасс-валанжин) и пиванскую (валанжин) [3, 7]. Последние три свиты объединяются в комсомольскую серию [1, 6]. Несмотря на многолетнее изучение этих пород, в том числе и комсомольской серии, остается ряд вопросов как по структуре осадочных толщ [5], так и по возрасту отдельных свит. Нами было установлено [4], что U-Pb возраст самых молодых популяций детритовых цирконов из пород горинской и пионерской свит оказался существенно моложе верхнего ограничения их принятого стратиграфического возраста. В связи с этим мы предприняли более детальное изучение детритовой геохронологии осадков комсомольской серии.

В настоящее время для датирования осадочных толщ активно применяется метод U-Pb определения возраста зерен цирконов, основанный на измерениях продуктов распада параллельных радиевой и актиниевой серий. Циркон является одним из лучших минералов для определения времени его кристаллизации из магмы или метаморфических флюидов по следующим причинам: 1) в момент своего образования содержит уран, но практически не содержит общего свинца; 2) имеет высокую температуру закрытия; 3) обладает высокой стабильностью по отношению к выветриванию и вторичным изменениям при метаморфизме.

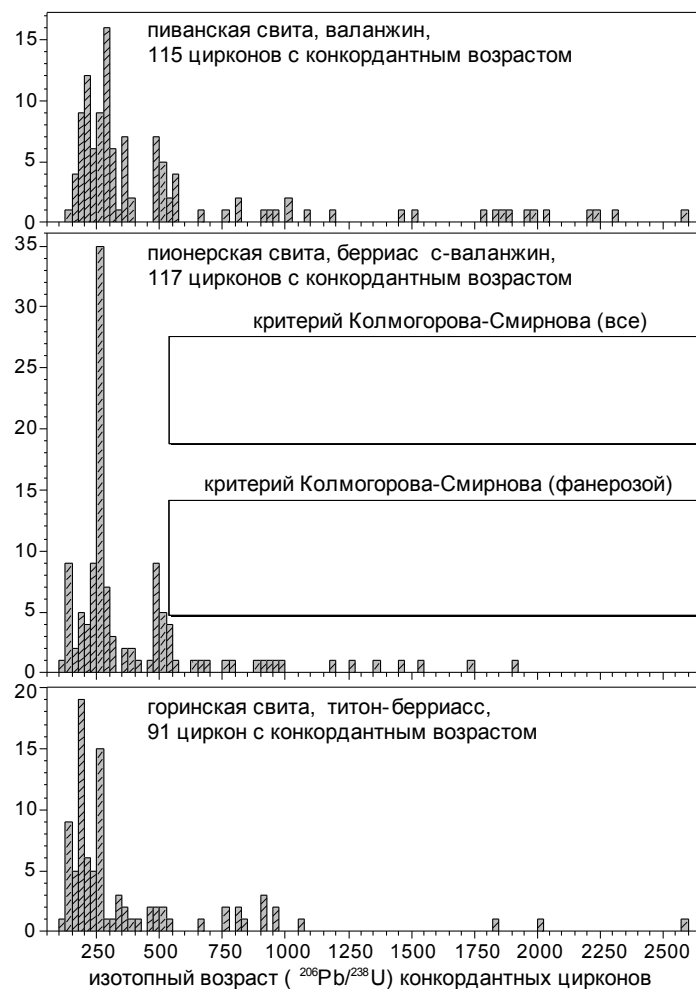
Из шести проб осадочных пород комсомольской серии (по две на свиту) были выделены цирконы и проведено их U-Pb-датирование в Институте сейсмических исследований Токийского университета и в Высшей школе экологических исследований Нагойского университета на масс-спектрометре с лазерной абляцией и индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) Thermo Elemental Plasma Quad 3, сопряженном с New Wave UP-213 LA [10]. При расчете изотопного возраста $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ зерна циркона с дискордантностью более 10 % исключались из анализа. Для всех цирконов возраст рассчитывался по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, построение графиков распределения плотности вероятности их возраста проводилось в Isoplot 3.75 [9].

Горинская свита (рисунок). Изученные цирконы из двух проб (50.56892° с.ш., 137.13861° в.д. и 49.41222° с.ш., 136.71099° в.д.), по данным теста Колмогорова-Смирнова, принадлежат одной совокупности: $D=0.2705$, $p=0.1350$. Самые молодые популяции цирконов имеют возраст в одной пробе 136.6 ± 2.7 млн лет (шесть зерен), в другой – 110.8 ± 4.8 млн лет (одно зерно).

Пионерская свита (рисунок). Изученные цирконы из двух проб (48.72929° с.ш., 135.80771° в.д. и 50.51719° с.ш., 137.05778° в.д.), по данным теста Колмогорова-Смирнова, принадлежат одной совокупности: $D=0.2385$, $p=0.0621$. Самые молодые популяции цирконов имеют возраст в одной пробе 119.4 ± 5.5 млн лет (три зерна), в другой – 142.2 ± 1.0 млн лет (два зерна).

Пиванская свита (рисунок). Изученные цирконы из двух проб (48.66595° с.ш., 135.49855° в.д. и 48.66199° с.ш., 135.50412° в.д.), по данным теста Колмогорова-Смирнова, принадлежат одной совокупности: $D=0.1178$, $p=0.8214$. Самые молодые популяции цирконов имеют возраст в одной пробе 154.2 ± 3.3 млн лет (два зерна), в другой – 147.4 ± 3.8 млн лет (два зерна).

Сопоставление возраста самых молодых популяций цирконов в изученных породах с их минимальным стратиграфическим возрастом показывает неоднозначную картину: 1) всего



Сопоставление суммарных гистограмм распределения возраста конкордантных цирконов трех свит комсомольской серии и расчетные критерии Колмогорова-Смирнова (над диагональю матрицы – кумулятивные функции фактических распределений, под диагональю – кумулятивные функции распределений, рассчитанных с использованием метода Монте-Карло).

лишь для двух проб этот возраст с учетом доверительных интервалов идентичен; 2) проявлена обратная корреляция между этими возрастами – для самой молодой пиванской свиты (валанжин) возраст самой молодой популяции цирконов в породах этой свиты составляет в среднем около 150 млн лет, тогда как для самой древней горинской (титон-берриасс) возраст самой молодой популяции цирконов составляет 124 млн лет.

С помощью теста Колмогорова-Смирнова [8] мы сравнили возрастные спектры детритных цирконов трех свит для оценки нулевой гипотезы о равенстве этих определений (рисунок). Для всех цирконов вместе с докембрийскими гипотезу о равенстве их распределений в породах трех свит можно отвергнуть – критерий p существенно меньше порогового значения (0.05). Для фанерозойских цирконов ситуация несколько иная: 1) для сочетаний горинская-пионерская и горинская-пиванская свиты ситуация сохраняется – критерий p существенно меньше порогового значения; 2) для сочетания пионерская-пиванская свиты критерий p в случае его расчета с использованием метода Монте-Карло превышает пороговое значение, а следовательно, различия в распределениях возраста детритовых цирконов этих свит не значимы.

Исследование проведено при поддержке РФФИ (проект № 21-55-50001).

- [1] Верецагин В.Н., Зонova Т.Д., Потапова З.П. Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье // Стратиграфия СССР. Меловая система. В 2-х полутамах. Полутом 2. М.: Недра, 1987. С. 120–132.
- [2] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. С. 1–572; Кн. 2. С. 573–981.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.

- [4] Диденко А.Н., Ото Ш., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В., Мияке Ю., Нагата М. Возраст цирконов из осадочных пород Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса: тектонические следствия // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 3–23. doi:10.30911/0207-4028-2020-39-1-3-23
- [5] Калинин Е.А. Слои с *Vuchia* в разрезе юры – нижнего мела на реке Амур (Хабаровский край) и корреляция с бореальным зональным стандартом // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы научной сессии Новосибирск: «Гео», 2006. С. 93–97.
- [6] Кириллова Г.Л., Варнавский В.Г., Натальин Б.А. и др. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
- [7] Урман О.С., Дзюба О.С., Кириллова Г.Л., Шурыгин Б.Н. Бухии и биостратиграфия пограничных юрско-меловых отложений в Комсомольском разрезе (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 33. № 5. С. 34–46.
- [8] Guynn J., Gehrels G. Comparison of detrital zircon age distributions using the K-S Test. 2010. <https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home/Tools/ProposalTools>.
- [9] Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication No. 5. Berkeley Geochronology Center. 2012. 75 p.
- [10] Orihashi Y., Nakai S., Hirata T. U-Pb age determination for seven standard zircons using inductively coupled plasma-mass spectrometry coupled with frequency quintupled Nd-YAG ($\lambda=213$ nm) laser ablation system: Comparison with LA-ICP-MS zircon analyses with a NIST glass reference material // Resource Geology. 2008. V. 58. P. 101–123.



2D-ВАРИАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ДОБРОТНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО МАРОККО И ИХ ИНТЕПРЕТАЦИЯ

А.А. Добрынина^{1,2}, А. Боланар³, А. Рахмуни⁴, А. Самауали³, М. Харнафи⁵,
Дж. Себбани⁵, Ц. Батсайхан³, В.А. Саньков¹, В.В. Чечельницкий⁴, Б. Дулмаа³

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru

² Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru

³ Эль-Хосейма, Марокко, Университет Абдельмалека Эссаади

⁴ Фес, Марокко, Университет Сиди Мохамеда бен Абделлаха

⁵ Рабат, Марокко, Университет Мохаммеда V

В работе проведен анализ двумерного пространственного распределения затухания сейсмических волн в северной части Марокко. Значения сейсмической добротности были получены по коде 66 местных землетрясений с магнитудой до 4.2. Волновые формы были записаны 24 широкополосными сейсмическими станциями, развернутыми на территории различных тектонических структур Марокко Научным институтом Рабата в течение 2008 г. Сейсмическая добротность (Q_c) была получена с использованием модели однократного рассеяния [1] для пяти центральных частот (0.75, 1.5, 3, 6 и 12 Гц) и четырех временных окон (30, 40, 50 и 60 с).

2D-карты значений Q_c были построены с использованием общих инструментов картирования (GMT) [2]. Для наилучшего покрытия исследуемой области было использовано 776 сейсмических трасс, шаг сетки для осреднения выбран $0.5 \times 0.5^\circ$. Полученные карты показывают значительные пространственные вариации сейсмического затухания для всех частот и временных окон. Несмотря на большие вариации добротности, сравнение полученных карт показывает стабильность распределения затухания сейсмических волн для различных частот, временных окон и компонент (N-S, E-W и Z), за исключением некоторых незначительных вариаций. Наименьшее значение Q_c наблюдается для региона Эль-Хосейма, а наибольшее – для района Среднего Атласа и его окрестностей. Помимо карт Q_c , нами анализировалось также распределение эпицентров землетрясений [3], положение зон активных разломов и кайнозойских вулканов [4], скоростное строение региона [5, 6] и глубина Мохо [7], а также карты теплового потока [8].

В целом, всю исследуемую территорию можно разделить на пять разных зон: два района с высоким затуханием сейсмических волн – район Эль-Хосейма (район 1) и северо-восточная часть изучаемого региона недалеко от г. Надор (район 2); две области с низким затуханием – Средний Атлас и его окрестности (область 3) и локальная область между регионами Эль-Хосейма и Надор (область 4) и область 5 – район Рифа с умеренным затуханием. Разделение исследуемой области на пять основных зон основано на вариациях добротности, сейсмической активности, значениях теплового потока и скорости продольных волн.

Сравнение пространственных вариаций затухания сейсмических волн с сейсмической активностью, тепловым потоком, положением кайнозойских вулканов, основными разломами, скоростной структурой региона и глубиной Мохо позволило сделать следующие выводы:

(1) Затухание сейсмических волн в литосфере Северного Марокко нерегулярно и значительно варьируется в пространстве от значений Q_c , типичных для тектонически активных регионов, до значений, обычных для тектонически стабильных областей, таких как кратоны. Это является следствием сложной тектонической структуры региона и происходящих в настоящее время активных геодинамических процессов.

(2) Положение областей с различными значениями Q_c стабильно и не зависит от частотного диапазона, используемых компонент сейсмограммы и выбранной длины окна обработки коды. На основании полученных результатов исследуемый регион можно разделить на пять основных областей с высоким, средним и низким затуханием.

(3) Пространственные вариации затухания сейсмических волн коррелируют как с геологическими, так и с геофизическими характеристиками Северного Марокко; затухание сейсми-

ческих волн зависит в первую очередь от сейсмической активности, теплового потока и скоростной структуры региона. Унаследованная геологическая неоднородность среды также представляется важным, хотя и является второстепенным контролирующим фактором. Связи между затуханием и вулканизмом не наблюдается.

(4) Большее влияние теплового потока на затухание сейсмических волн по сравнению с геологической неоднородностью среды указывает на то, что наибольший вклад в общее затухание сейсмических волн должно вносить внутреннее затухание.

- [1] Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects // *Journal of Geophysical Research*. 1975. V. 80. P. 3322–3342.
- [2] Wessel P., Smith W.H.F. *Generic Mapping Tools Graphics*. 2004.
- [3] *International Seismological Centre, On-line Bulletin*. Thatcham, United Kingdom, 2015. <http://www.isc.ac.uk>.
- [4] Khattach D., Houari M.R., Corchete V., Chourak M., El Gout R., Ghazala H. Main crustal discontinuities of Morocco derived from gravity data // *Journal of Geodynamics*. 2013. V. 68. P. 37–48.
- [5] El Moudnib L., Villasenor A., Harnafi M., Gallart J., Pazos A., Serrano I., Córdoba D., A.Pulgar J., Ibarra P., Himmi M.M., Chourak M. Crustal structure of the Betic–Rif system, western Mediterranean, from local earthquake tomography // *Tectonophysics*. 2015. V. 643. P. 94–105.
- [6] Bezada M.J. Insights into the lithospheric architecture of Iberia and Morocco from teleseismic body-wave attenuation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 478. P. 14–26.
- [7] Mancilla F.L., Stich D., Morales J., Julià J., Diaz J., Pazos A., Córdoba D., Pulgar J.A., Ibarra P., Harnafi M., Lodeiro F.G. Crustal thickness variations in Northern Morocco // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117. B02312. doi:10.1029/2011JB008608.
- [8] Rimi A. Variations régionales du flux géothermique au Maroc, application. Thèse de Doctorat ès Sciences, Univ. Mohammed V, Fac Sci Rabat, 1999. 154 p.



U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА И ТИТАНИТА В ПОРОДАХ ТАСТАУСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

К.А. Докукина¹, В.С. Шешуков¹, А.В. Зайцев¹, В.Г. Владимиров^{2,3}

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

Тастауская палеовулканическая структура представляет собой корневую часть древнего эродированного вулкана центрального типа. В его строении участвует широкий спектр магматических пород тастауской серии: многофазные гранитоиды, диориты и габброиды. В плане он представляет собой шток, окруженный двумя системами кольцевых интрузивных тел в форме эллипса размером 13×18 км. 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. В составе комбинированных интрузий присутствуют разные по составу и степени контаминации кислым материалом включения: микрогаббро, габбро-порфириды, габбро-диориты, кварцевые диориты.

Тастауские изверженные породы пересекают в разной степени ороговикованные терригенные отложения нижнего карбона (верхи намюрского – серпуховский ярус). Эти отложения имеют граувакковый состав, представлены вулканогенно-осадочной толщей и сложены чередованием разнозернистых (от тонко- до крупнозернистых) песчаников, а также (в меньшей степени) алевролитов и аргиллитов. В составе песчаников преобладают плохо сортированные угловатые кристаллокласты кварца и плагиоклаза среднего состава, обломки вулканических пород андезит-базальтового ряда и измененное вулканическое стекло. Цемент имеет силикатный состав со значительной примесью органического вещества. В осадочном разрезе отмечается достаточно отчетливая закономерность в изменении структуры и состава отложений вверх по разрезу. В целом, можно говорить, что исходным источником обломочного материала являлись продукты разрушения древней вулканической дуги.

Относительно древними из изверженных пород являются микроинтрузии кальциевых базитов, залегающие в пределах линейных зон тектонического брекчирования осадочных пород в центральной части палеовулканической постройки. Они также принимают участие в составе синплутонических тел гранитов и диоритов на северо-западе структуры. Базиты характеризуются повышенным содержанием кальция, низким содержанием щелочей, широкими вариациями по всем главным элементам и не укладываются в общий тренд тастауской серии. По соотношению кремнезема и щелочей базиты попадают на границы полей габбро, диоритов и кварцевых диоритов. По-видимому, высокая дисперсия их составов была обеспечена малым размером тел в условиях тектонического контроля перемещения и консолидации базитового расплава.

Тела базитов по морфологии и характеру контактов можно подразделить на три типа. К первому относятся дайки небольшой мощности и системы жил, которые взаимно пересекаются, деформируются и фрагментируются с формированием тел иррегулярного и сфероидального типа. Тела сфероидального типа наиболее распространены – это «россыпи» глобулей, полых и мешкообразных структур размером от 2 до 70 см. Полые и мешкообразные обособления – это разновидность глобулей, внутренняя часть которых выполнена метаосадочными породами. На границе с вмещающими породами базиты имеют ярко выраженные зоны экзо- и эндоконтактов. Тела иррегулярного типа наиболее многообразны по формам – это амебообразные, удлиненно-капельные, флюидальные и лопастевидные тела. Они часто образуют цепочки, повторяя положение жил и даек, являющихся источником их материала. В работе [1] была предложена модель фрагментации расплава при формировании базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической постройки. Предполагается, что в момент трещинообразования с инъецированием базитового расплава происходило синхронное разрушение структуры метаосадочных пород с кратковременным падением их вязкости. В сочетании со сдвиговой природой трещи-

нообразования это обеспечивало рассеивание расплава преимущественно вдоль линейных тектонических зон с образованием всевозможных переходов от нормальных даек и жил до иррегулярных и сфероидальных тел. Фрагментация расплава происходила в момент дробления метасадочного матрикса, формирования зон брекчирования и соответствующего падения вязкости вмещающих пород с приобретением ими квазжидкого состояния.

В строении Тастауской структуры также участвуют 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 пиллоуподобные 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 метасадочных пород.

На данный момент породы Тастауской структуры неплохо датированы [2]. U/Pb методом датированы цирконы из биотитовых гранитов центрального штока (290 ± 2 млн лет), биотит-амфиболовые граносиениты комбинированных интрузий, локализованных во внешнем интрузивном кольце Тастауской структуры (280 ± 2 млн лет) [2]. Из оливиновых габбро-норитов внешнего интрузивного кольца методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ были датированы амфибол и биотит (~ 280 млн лет) [2].

Нашей задачей была попытка определить возраст сдвиговых деформаций и внедрения ранних кальциевых базитов. Методом LA-ICPMS были датированы: циркон из гранитов комбинированных интрузий, в составе которых также присутствуют нодулы кальциевых базитов (1); циркон из нодулей кальциевых базитов, локализованных в осадочных породах (2) и в диоритах комбинированных интрузий (3); титанит из нодуля кальциевых базитов, локализованных в диоритах из комбинированных интрузий (4).

Циркон биотитовых гранитов комбинированной интрузии характеризуется гетерогенным строением, широким разбросом дискордантных и конкордантных значений $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ возраста (от 215 до 346 млн лет, 20 точек). Небольшая группа конкордантных точек дала U–Pb возраст 289 ± 1 млн лет ($N=6$), который в целом совпадает с оценками возраста биотитовых гранитов центрального штока в работе [2].

U–Pb возраст из нодулей кальциевых базитов имеет относительно небольшой разброс конкордантных и дискордантных значений $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$ возраста (от 302 до 355 млн лет). Группа конкордантных точек дала согласованное значение U/Pb возраста 333 ± 1 млн лет ($N=9$), соответствующее серпуховскому ярусу нижнего карбона, которым датируются вмещающие осадочные толщи.

U–Pb датирование титанита из нодуля кальциевого базита, локализованного в диоритах комбинированной интрузии, дало дискордию с возрастом 281 ± 15 млн лет ($N=10$) по нижнему пересечению с конкордией. Этот возраст соответствует оценкам возраста циркона из граносиенитов, биотита и амфибола оливинового габбро-норита в работе [2].

На данный момент задача датирования времени внедрения кальциевых интрузий окончательно не решена. Возраст 333 ± 1 млн лет может соответствовать времени внедрения и консолидации базитового расплава в процессе сдвиговых деформаций. С другой стороны, циркон мог быть захвачен из вмещающих осадочных пород и отражать время формирования пород древней вулканической дуги.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН.

- [1] *Докукина К.А., Владимиров В.Г.* Тектонический контроль формирования базитовых интрузий Тастауской вулканоплутонической структуры (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 769–783.
- [2] *Хромых С.В.* Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан): Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 439 с.



U-Pb ПЕТРОХРОНОЛОГИЯ ЦИРКОНА В ШЛИФАХ МЕТОДОМ LA-ICP-MS ДЛЯ ДАТИРОВКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

К.А. Докукина, В.С. Шешуков, О.И. Окина

Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru

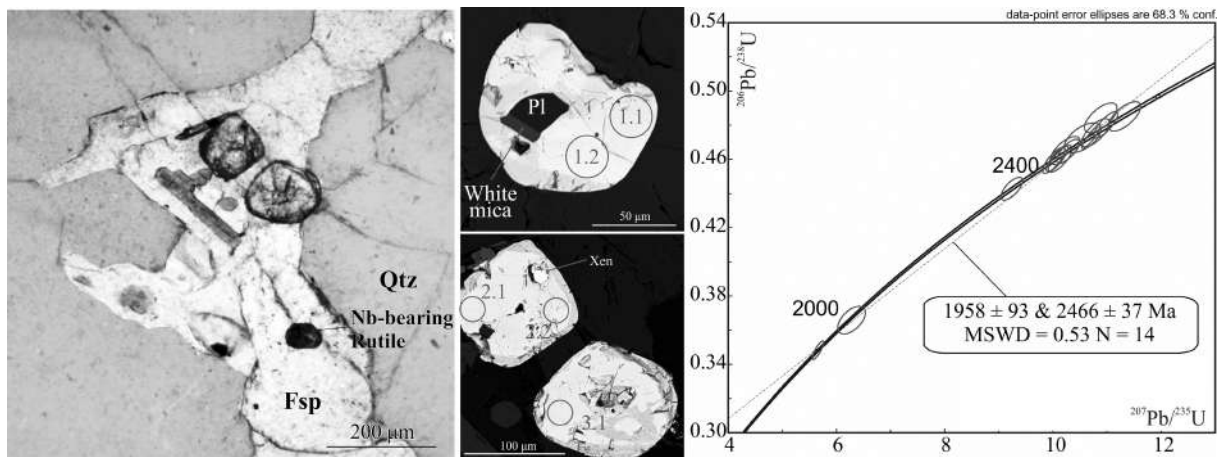
Исследование возраста полиметаморфических комплексов является обычно нестандартной задачей, поскольку не всегда ясно, какие возрастные пики, полученные по результатам датирования минералов геохронометров, отвечают событиям, установленным по результатам петрологического исследования.

В некоторых случаях при изучении реакционных структур в метаморфических породах структурная позиция минералов геохронометров позволяет с высокой степенью вероятности определить процесс, в течение которого происходил рост циркона или другого U-Pb-Th содержащего минерала (такие, как бадделеит, монацит, ксенотим, алланит, эпидот, рутил, титанит и др.). Благодаря современным микроанализаторам и скрупулезной разработке аналитических процедур, стало возможным экспрессно решать задачи геохронологии, датируя акцессорные минералы непосредственно в шлифах.

Объектом датирования были выбраны цирконы в переплавленных метаосадочных породах, заполняющих межподушечное пространство в эклогитизированных пиллоу-базальтах эклогитовой ассоциации Салма в докембрийской Беломорской эклогитовой провинции. Петрология процессов в метаосадочных породах была достаточно подробно изучена ранее [1]. Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма), и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино). В телах эклогитов зафиксированы жильные и линзовидные тела кислого состава (мощностью первые сантиметры – первые метры), в составе которых присутствует фенгит, гранат и кианит (далее Grt-Ph-Ky-Qtz порода). Данные породы имеют высокие содержания кремнезема и глинозема, характеризуются калиевой спецификой. Мы предположили, что эти породы могут быть продуктами метаморфизма и плавления осадочных пород [1].

Grt-Ph-Ky-Qtz порода обычно имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими вытянутыми или угловатыми агрегатами кварца (40–60 % от объема породы), монокристаллами и гломероструктурами идиоморфного фенгита в кварце и/или полиминеральными агрегатами (50–35 %), которые отделяются от кварца коронами полевого шпата (10–25 %). Наиболее распространены псевдоморфозы, центральная часть которых представлена симплектитовыми сростаниями биотит + плагиоклаз ($\pm$ кианит и гранат), окруженными зональной короной полевого шпата. Реже встречаются сложные псевдоморфозы, состоящие из белой слюды, и/или биотит с кианитом, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, рутил, иногда с участием граната, дюротьерита и корунда. Гранат в псевдоморфозах часто резорбирован вплоть до полного исчезновения и характеризуется ретроградной зональностью с высоким содержанием пиропы в центре зерна и низким на краях; гранат также встречается в виде спорадических округлых зерен постоянного состава. Изучение породы в шлифах позволило установить эмпирическую последовательность трансформации фенгитовых слюд в полиминеральные псевдоморфозы. В экспериментах по плавлению Qtz-Ph сланцев [2] на месте монокристаллов фенгита формировались полиминеральные псевдоморфозы, состоящие из биотита, калиевого полевого шпата и силиката алюминия, погруженных в расплав и окруженных каймой расплава на границе с Qtz. По аналогии с этими экспериментами, зональные полевошпатовые короны в исследованных Grt-Ky-Ph-Qtz породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава.

Цирконы из Grt-Ky-Ph-Qtz пород, интегрированные в шашки, дали несколько возрастных групп: два пика ~ 2.45 и ~ 1.9 млрд лет и серию промежуточных значений [1], которые без понижения состава и структурной позиции циркона в породе сложно интерпретировать. Цель этой



Микрофотография и BSE изображения цирконов, датированных в шлифе Grt-Ky-Ph-Qtz породы, и U-Pb диаграмма с конкордией, полученная методом LA-ICPMS.

работы – исследование структурной позиции циркона в шлифах для правильного понимания природы цирконов в метаморфических породах и достоверной связи формирования цирконов с геологическими процессами.

Цирконы внутри Grt-Ky-Ph-Qtz пород короткопризматические идиоморфные, мутные, бурые со сглаженными ребрами, в CL – метамиктные с явно выраженными процессами перекристаллизации, связанными с ростом светлых в CL кайм, обычно структурно приурочены к полиминеральным псевдоморфозам (рисунок). Центральные однородные области циркона характеризуются высокими содержаниями Th (425–2147 ppm), U (488–1796 ppm) и Th/U отношениями (0.9–1.7) и содержат включения ксенотима, апатита, плагиоклаза и белой слюды (рисунок). К областям, подверженным перекристаллизации, приурочены выделения галенита и торита, к новообразованным каймам циркона приурочены выделения торий- и РЗЭ-обогащенных фаз (монацит, ториты, обогащенный торием карбонат). Датирование высокоториевых ядер цирконов в шашках и непосредственно в шлифах дало хорошо согласованную конкордантную оценку возраста высокоториевых ядер ~2.45 млрд лет (рисунок). Возраст перекристаллизованных под воздействием флюида низкоториевых кайм циркона ~1.9 млрд лет.

U-Pb возраст ~2.4 млрд лет цирконов из Grt-Ky-Ph-Qtz пород хорошо согласован и, по-видимому, отвечает времени гранулитового метаморфизма, сопровождавшегося формированием новообразованного гранулитового минерального парагенезиса в эклогитах и декомпрессионным плавлением фенгита в составе Grt-Ky-Ph-Qtz пород. Формирование высокобарной эклогитовой фации минеральной ассоциации в Grt-Ky-Ph-Qtz породах, несомненно, предшествовало росту палеопротерозойского циркона с возрастом ~2.4 млрд лет, так как циркон часто содержит включения белой слюды. Интересной особенностью цирконов Grt-Ky-Ph-Qtz пород является практически полное отсутствие в них ядер с возрастом древнее 2.45 млрд лет. Это достаточно необычно, так как вмещающие Grt-Ky-Ph-Qtz породы эклогиты содержат цирконы мезоархейского и неоархейского возраста. Можно предположить, что изученные цирконы единовременно возникли в раннепалеопротерозойское время ~2.4 млрд лет назад из расплава, отделившегося в результате процессов дегидратационного плавления слюды и, возможно, других водосодержащих минералов. Источником для Zr мог быть разрушающийся в присутствии расплава гранат и предположительно все-таки присутствовавший в породе ранний циркон, а источником для радиоактивных элементов – тот же ранний циркон, а также торий- и урансодержащие фосфаты. Цирконы содержат многочисленные кристаллы ксенотима и характеризуются ториевой спецификой с высокими концентрациями Th (более 2000 ppm) и U (до 1800 ppm). По-видимому, температура плавления была достаточно высокой для того, чтобы цирконий и радиоактивные элементы, имеющиеся в породе, высвобождались в расплав. По мере того как породы охлаждались ниже своего температурного максимума, из расплава кристаллизовался новый циркон, а выделившиеся остаточные жидкости вызвали перекристаллизацию существующего древнего циркона.

В более позднее время цирконы подверглись воздействию флюидов и метасоматической переработке с разрушением высокоториевых ядер с нарушением кристаллической структуры циркона, выделением торий- и свинецсодержащих фаз и ростом новообразованных доменов с возрастом ~1.9 млрд лет.

- [1] *Dokukina K.A., Mints M.V., Khubanov V.B., Sheshukov V.S., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Golunova M.A., Dokukin P.A., Okina O.I., Van K.V., Yudin D.S., Travin A.V., Zaitsev A.V., Kosorukov V.L., Pozhilenko V.I., Golovanova T.I.* Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Research*. 2021. V. 361. 106260.
- [2] *Brearley A.J., Rubie D.C.* Effects of H₂O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 925–956.



U-Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, А.М. Мазукабзов¹,
Е.В. Скляр¹, В.Б. Хубанов², Е.И. Демонтерова¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tatiana_dosnkaya@mail.ru

² Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, khubanov@mail.ru

Ольхонский композитный террейн расположен в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Формирование Ольхонского террейна происходило на временном интервале 510–460 млн лет, когда в ходе реализации аккреционно-коллизийных процессов, отражавших начальный этап образования Центрально-Азиатского складчатого пояса, в пределах Палеоазиатского океана происходила сборка террейнов различной геодинамической природы и их приращение к южной окраине Сибирского кратона [1–3]. В структуре Ольхонского террейна выделяется несколько основных региональных тектонических зон (Крестовая, Анга-Сахюрты, Чернорудская, Зундук), которые отличаются друг от друга составом метаморфических и магматических пород, степенью метаморфической переработки, возрастом, внутренним строением и геодинамическими условиями образования [4]. В то же время в каждой зоне отмечаются выходы метатерригенных пород (парагнейсов), одними из основных породообразующих минералов которых являются гранат и биотит. Основной задачей исследования явилось детальное изучение этих гнейсов в разных тектонических зонах Ольхонского террейна с целью выяснения природы и возраста их протолита. В работе приведены новые данные по изучению возраста детритовых цирконов в гранат-биотитовых гнейсах зон Крестовая и Анга-Сахюрты Ольхонского террейна. U-Pb-изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR, соединенном с приставкой для лазерного прибора UP-213 в Геологическом институте СО РАН [5].

В зоне Крестовая гранат-биотитовые гнейсы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, слагают небольшую пластину, имеющую тектонические контакты с другими породами зоны, в том числе с габброидами Бирхинского массива. Гнейсы состоят из плагиоклаза, кварца, биотита и граната, а также аксессуарных циркона, апатита и рудного минерала. Иногда среди чешуек биотита встречаются реликтовые зерна роговой обманки. Содержание SiO_2 в гнейсах составляет 64–70 вес. % и $\epsilon\text{Nd}_{(470)} = -3.7$. Проанализированные зерна детритового циркона в гранат-биотитовом гнейсе (обр. 1812) показали основные возрастные пики на 820 млн лет (16 зерен) и 515 млн лет (14 зерен). Только два зерна имеют палеопротерозойский возраст (1881 и 2073 млрд лет). Возраст самого молодого, вероятно метаморфического, циркона составляет 471 ± 4 млн лет.

Гранат-биотитовые гнейсы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, составляют основной объем зоны Анга-Сахюрты [4]. Большая часть пород состоит из плагиоклаза, кварца, биотита и граната. Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом и рудным минералом. Кроме того, в некоторых гнейсах отмечаются зерна роговой обманки, другие содержат мусковит в качестве второстепенного минерала. Гранат-биотитовые гнейсы с мусковитом, отобранные из зоны Анга-Сахюрты на о-ве Ольхон, характеризуются концентрациями $\text{SiO}_2 = 65\text{--}73$ мас. % и $\epsilon\text{Nd}_{(470)} = -0.2$. Значения возраста детритового циркона в этой породе варьируются от 879 до 522 млн лет (70 зерен). Максимальный пик (489 млн лет) образуют метаморфические цирконы (21 зерно), возраст самого молодого циркона составляет 470 ± 4 млн лет. Гранат-биотитовые гнейсы, содержащие реликтовый амфибол, были изучены в приольхонской части зоны Анга-Сахюрты. Гнейсы имеют содержания $\text{SiO}_2 = 63\text{--}68$ мас. % и $\epsilon\text{Nd}_{(470)} = -8.2$. Проанализированные детритовые цирконы в этом гнейсе (обр. 1665) показали значения возраста 1368 (1 зерно), 763 (4 зерна) и 640–623 млн лет (3 зерна). По зернам циркона метаморфического генезиса был рассчитан средневзвешенный возраст 460 ± 6 млн лет. Ранее в работе Т.В. Донской

с соавторами [4] для гранат-биотитового гнейса (обр. 0734) приольхонской части зоны Анга-Сахюрты были приведены значения возраста детритового циркона 784 ± 10 млн лет, 2100 млн лет и возраст метаморфизма 473 ± 4 млн лет, а для гранитной выплавки в толще гранат-биотитовых гнейсов (обр. 14106) были зафиксированы следующие оценки возраста ядер циркона: 895, 750–770 и 600 млн лет и возраст метаморфизма 470 ± 5 млн лет. Значения $\epsilon Nd_{(470)}$ изменяются в этих породах от -7.8 до -9.0 [4].

Чернорудская зона Ольхонского террейна представляет собой область пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации [1, 4]. В пределах этой зоны гнейсы помимо граната и биотита содержат типоморфные минералы гранулитовой фации метаморфизма ортопироксен, шпинель или кордиерит [1, 3, 6]. Также в ассоциации с гнейсами присутствуют клинопироксен-содержащие гранулиты, для которых значение $\epsilon Nd_{(500)}$ было определено как -3.2 [3]. Анализы ядер цирконов из клинопироксенсодержащего гранулита показали, что большинство из них имеют значения возраста в интервале 535–1012 млн лет [3, 6]. Только четыре зерна имеют раннедокембрийский возраст 1658–2753 млн лет [3, 6]. Возраст метаморфизма, рассчитанный по краевым частям цирконов, составил 498 ± 7 млн лет [3].

На основании результатов проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы:

1. Наибольшее количество зерен детритовых цирконов во всех изученных метатерригенных породах Ольхонского террейна имеет неопротерозойский возраст, свидетельствующий о преобладающем привносе в бассейны седиментации обломочного материала с микроконтинентов и островных дуг Палеотетиса и Палеоазиатского океана, вошедших в дальнейшем, в результате раннепалеозойских аккреционных и коллизионных событий, в структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса.

2. Раннедокембрийские оценки возраста были получены только для единичных зерен детритовых цирконов, что не позволяет рассматривать породы Сибирского кратона в качестве поставщика обломочного материала в бассейны седиментации.

3. Возрастной спектр детритовых цирконов из гранат-биотитового гнейса зоны Крестовая с пиком на 515 млн лет отличается от спектров детритовых цирконов из гнейсов других зон, что свидетельствует о накоплении протолита этих гнейсов в отдельном осадочном бассейне, по-видимому, кембрийского возраста.

4. Возраст самых молодых детритовых цирконов из метатерригенных пород всех зон Ольхонского террейна указывает на поздневендский или раннекембрийский возраст осадочных бассейнов, в которых происходило накопление терригенных пород, явившихся субстратами для гранат-биотитовых гнейсов Ольхонского террейна.

5. Все изученные гнейсы испытали раннепалеозойский (500–470 млн лет) метаморфизм в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации, связанный с аккреционными и коллизионными событиями, приведшими к формированию единого композитного Ольхонского террейна.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00005).

- [1] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Print. IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.
- [2] Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682–700.
- [3] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // Journal of the Geological Society. 2008. V. 165. P. 235–246.
- [4] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepkhina 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.
- [5] Хубанов В.Б., Буянтеев 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 сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. V. 57. № 1. С. 241–258.

- [6] 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.



ПОСТГРАНАТОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ В ПРИЛОЖЕНИИ К МАНТИЙНОЙ ГЕОДИНАМИКЕ: РАСЧЕТ НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЙ СОСТОЯНИЯ

А.М. Дымшиц, П.И. Дорогокупец, И.С. Шарыгин

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

Мантийная геодинамика во многом контролируется конвекцией, сопровождающейся подъемом вещества в горячих восходящих потоках, и субдукцией холодных литосферных плит. Подъем и погружение мантийного вещества зависят от его плотности и на границе переходной зоны мантии и нижней мантии могут контролироваться фазовыми переходами с образованием бриджманита MgSiO_3 . Принимая пиrolитовую модель Земли, на глубинах 600–700 км рассматривают так называемые постшпинелевые (трансформация рингвудита Mg_2SiO_4 в ассоциацию бриджманит + периклаз MgO) и постгранатовые (разложение пиропы $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ на бриджманит + корунд Al_2O_3) реакции превращения. Постшпинелевый переход детально изучается уже на протяжении многих лет и может считаться достоверно реконструированным [1], в то время как глубина постгранатового перехода, а также уравнение Клапейрона, определяющее наклон кривой давления (P)/температуры (T) равновесия фаз, остаются противоречивыми (рис. 1) [2]. Во многом это связано с особенностями кинетики экспериментов с участием гранатов, поэтому хорошим инструментом для построения фазовых диаграмм в этом случае является термодинамическое моделирование [3].

На основе свободной энергии Гельмгольца [3] нами было построено уравнение состояния пиропы путем одновременной оптимизации литературных данных по ультразвуковым, рентгеновским, дилатометрическим и термохимическим измерениям при атмосферном давлении и при повышенных температурах и давлениях. В нашей модели объем элементарной ячейки, модуль сжатия и его производная соответствуют: $V_0=1501.7$; $K_{0,T0}=169$ ГПа; $K'_{0,T}=4.8$. В число оптимизированных параметров также входили две Эйнштейновские температуры: $\theta_1=331$ и $\theta_2=1093$ К; параметр Грюнайзена при стандартных условиях $\gamma_0=1.77$ и при бесконечном сжатии $\gamma_\infty=0$ при безразмерном коэффициенте $\beta=1.12$. На основе полученного уравнения состояния мы

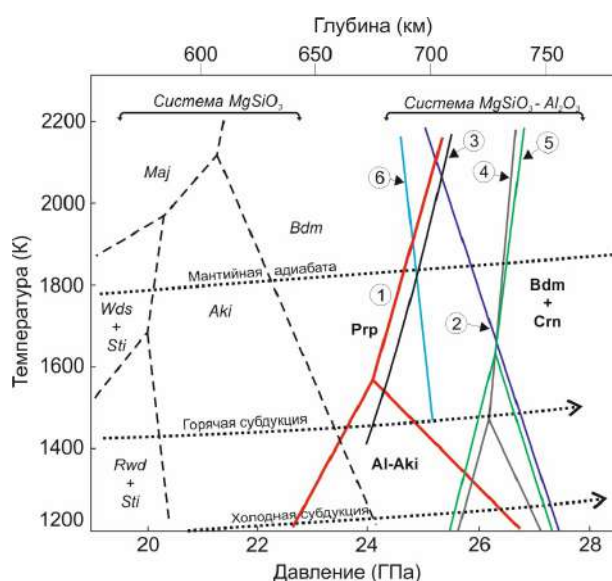


Рис. 1. Фазовая диаграмма в системе $\text{MgSiO}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$. Фазовые переходы: 1 – наши данные; 2–3 – термодинамические расчеты [4]; 4–6 – эксперименты [5–7]. Для сравнения приведены фазовые равновесия в системе MgSiO_3 . Prp – пироп; Bdm – бриджманит; Crn – корунд; Al-Aki – алюмоакимотоит; Maj – мейджорит; Wds – вадслеит; Rwd – рингвудит; Sti – стишовит.

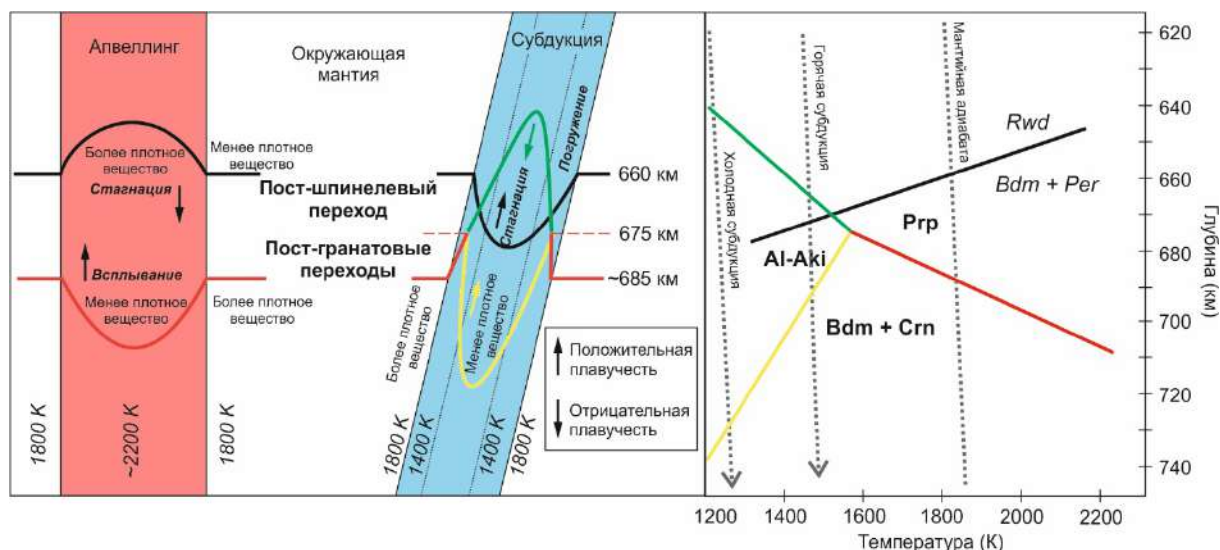


Рис. 2. Схематическая иллюстрация изменения плавучести вещества в районах субдуцирующей океанической плиты (субдукция) и горячих восходящих потоков (апвеллинга), вызванного разной глубиной фазовых переходов в зависимости от температуры. Переход рингвудит (Rwd)=бриджманит (Bdm) + периклаз (Per) из работы [1]. Обозначения фаз аналогичны рис. 1.

рассчитали коэффициент термического расширения $\alpha = 2.34 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, термодинамический параметр Грюнайзена $\gamma_{\text{th}} = 1.41$, а также все функции, необходимые для построения фазовой диаграммы.

С использованием полученных в данной работе термодинамических и термоупругих параметров для пироба, а также литературных данных для акимотоита, бриджманита и корунда были реконструированы фазовые переходы в системе $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (соответствует пиропу) при 22–28 ГПа путем расчета энергии Гиббса для реакций фазовых переходов (рис. 1). Пироп переходит в ассоциацию бриджманит + корунд при температуре выше 1570 K и давлении 24.1 ГПа (рис. 1). Область давлений линии перехода хорошо согласуется с *in situ* экспериментами с использованием рентгеновской дифракции [7], а наклон линии согласуется с расчетными данными [4]. Положительный наклон Клапейрона ($dP/dT = 2.1 \text{ МПа/К}$) преобразования пироба в бриджманитсодержащую ассоциацию может вызывать дополнительную плавучесть восходящих потоков мантии на глубине 660–720 км в области апвеллинга (рис. 2), так как на одних и тех же глубинах в окружающей мантии все еще остается стабilen бриджманит, в то время как в более горячих зонах уже происходит образование менее плотного граната (рис. 2).

По нашим данным при температуре ниже 1570 K наблюдается поле стабильности акимотоита, изохимичного по составу пиропу (см. рис. 1). В эксперименте эта фаза была получена при более высоких давлениях [5, 6]. В условиях холодной погружающейся плиты образование акимотоита делает его главной фазой, вмещающей Al на глубине 640–720 км.

Линия перехода из Al-акимотоита в ассоциацию бриджманит + корунд имеет отрицательный наклон Клапейрона. Это может вызывать дополнительную плавучесть в субдуцирующей плите и тем самым приводить к ее стагнации вблизи границы переходной зоны на глубине около 685 км. В недавней работе было показано полное соответствие постшпинелевого перехода границе переходной зоны мантии на глубине 660 км, который также имеет отрицательный наклон Клапейрона [1]. Таким образом, можно описать следующий сценарий погружения плиты в мантию (рис. 2). На глубине около 640 км из-за образования Al-акимотоита из граната плита приобретает отрицательную плавучесть и погружается глубже. Однако уже на глубине 660 км в окружающей мантии стабilen бриджманит, в то время как в плите все еще устойчивы малоплотные фазы (рингвудит и Al-акимотоит). Даже если предположить, что субдуцирующая плита еще какое-то время продвигается глубже, в окружающей мантии на глубине около 675 км Al-акимотоит переходит в бриджманитсодержащую ассоциацию, создавая еще большую положительную плавучесть в плите. Таким образом, на основе положения наиболее значимых фазовых переходов можно сделать вывод о том, что погружение литосферной плиты на границе с нижней мантией становится невозможным из-за возникновения положительной плавучести (рис. 2).

Работа выполнена в рамках мегагранта № 075-15-2019-1883.

- [1] *Ishii T., Kojitani H., Akaogi M.* Phase relations of harzburgite and MORB up to the uppermost lower mantle conditions: precise comparison with pyrolite by multisample cell high-pressure experiments with implications to dynamics of subducted slabs // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124. P. 3491–3507.
- [2] *Goes S., Agrusta R., Hunen J., Garel F.* Subduction-transition zone interaction: A review // *Geosphere*. 2017. V. 13. P. 644–664.
- [3] *Dorogokupets P.I., Dymshits A.M., Sokolova T.S., Danilov B.S., Litasov K.D.* The equations of state of forsterite, wadsleyite, ringwoodite, akimotoite, MgSiO_3 -perovskite, and postperovskite and phase diagram for the Mg_2SiO_4 system at pressures of up to 130 GPa // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56. P. 172–189.
- [4] *Wang W., Wu Z.* Elasticity of corundum at high pressures and temperatures: Implications for pyrope decomposition and Al-content effect on elastic properties of bridgmanite // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. V. 123. P. 1201–1216.
- [5] *Akaogi M., Tanaka A., Ito E.* Garnet–ilmenite–perovskite transitions in the system $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ – $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ at high pressures and high temperatures: phase equilibria, calorimetry and implications for mantle structure // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2002. V. 132. P. 303–324.
- [6] *Kubo A., Akaogi M.* Post-garnet transitions in the system $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ – $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ up to 28 GPa: phase relations of garnet, ilmenite and perovskite // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2000. V. 121. P. 85–102.
- [7] *Hirose K., Fei Y., Ono S., Yagi T., Funakoshi K.-i.* In situ measurements of the phase transition boundary in $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$: implications for the nature of the seismic discontinuities in the Earth's mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 184. P. 567–573.



ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЛОЩАДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СЪЕМОК ПРИ ИЗУЧЕНИИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

С.В. Ефремов^{1,2,3}, Н.А. Горячев¹, А.Е. Будяк¹, А.В. Блинов¹

¹ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, esv@igc.irk.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН, esv@igc.irk.ru

³ Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет, esv@igc.irk.ru

Объектом исследования был предполагаемый рудный объект порфирового типа, расположенный в бассейне р. Амуджикан (Могочинский район Забайкальского края). В пределах перспективной площади была выполнена геохимическая съемка масштаба 1:25000, послужившая основой для построения генетических моделей, описанных в этой работе.

Выполненный анализ строения геохимического поля позволил выделить структуры, контролирующие минерализацию: два купольных выступа, к апикальным частям которых приурочена медно-молибденовая минерализация, пронизываемую зону на их границе, контролирующую золотую минерализацию (рис. 1).

Пространственное положение аномалий и соответствующие им ассоциации элементов позволили предположить, что объект является полихронным, а минерализация связана с двумя магматическими комплексами: медно-молибденовая – с амананским, золотая – с амуджиканским. В пределах зоны, контролирующей золотую минерализацию, проявлена вертикальная геохимическая зональность, связанная с разным уровнем эрозионного среза геологических блоков в ее пределах.

Для проверки этих тезисов были выполнены: изучение метасоматитов и руд, анализ тектонического строения района работ, интерпретация геофизических данных. По результатам работ все ассоциации новообразованных минералов были объединены в две группы, сопоставленные с этапами рудообразования [1]. Выделенные ассоциации приведены в таблице.

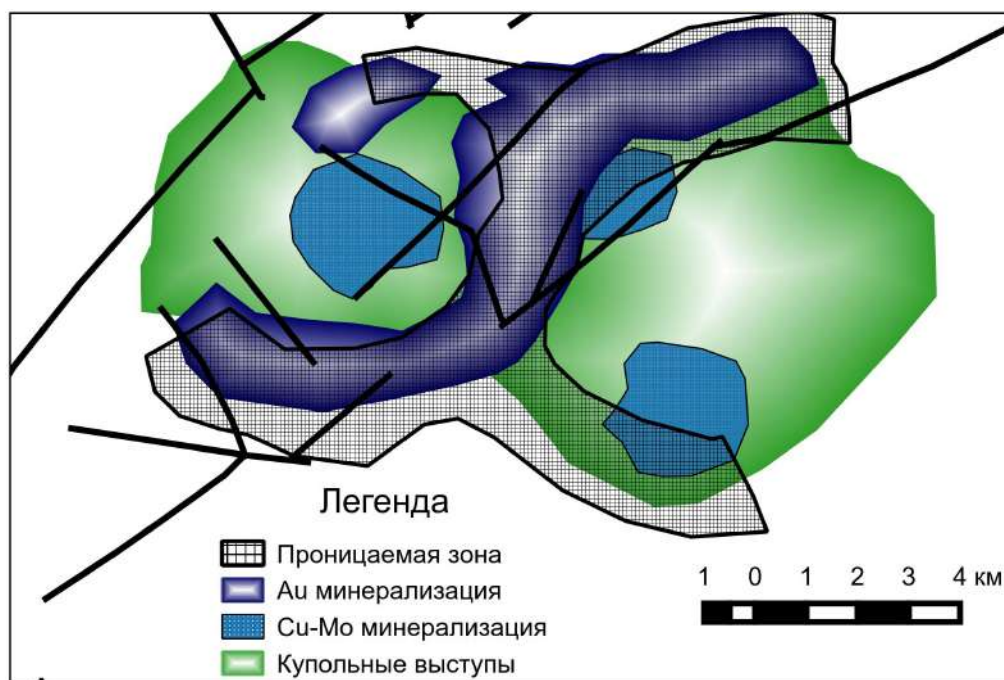


Рис. 1. Структура геохимического поля.

Ассоциации новообразованных минералов

Этап 1	Этап 2
Альбитовая	Бiotит-магнетит-апатит-рутиловая
Калишпат-биотитовая	Мусковит-карбонат-турмалиновая
Хлорит-эпидот-мусковитовая	Пирит-халькопиритовая
Пирротин-пирит-халькопирит-молибденит-сфалеритовая	Галенит-сфалерит-серебротеллуридная с золотом
Галенитовая (полиметаллическая?)	Карбонатная
Карбонатная	

Ассоциации первого этапа развиты в пределах выделенных куполов. Они вполне укладываются в схему эволюции составов растворов, отделившихся от магматического/гранитоидного очага. Первые две ассоциации соответствуют пневматолитовому этапу эволюции РМС, ассоциации три и четыре соответствуют высокотемпературному гидротермальному этапу, пятая отнесена к среднетемпературной-гидротермальной стадии эволюции РМС, а шестая – к низкотемпературной.

Специфический набор полезных компонентов позволяет сопоставить минерализацию данного этапа с Cu-Мо-порфировой РМС и в целом, отнести ее к Cu-Мо порфировой рудной формации, молибден-медной субформации в классификации [2].

Вторая группа ассоциаций также является «полной», начиная с пневматолитового этапа эволюции РМС и заканчивая низкотемпературной гидротермальной. Она наложена на предыдущую и приурочена к зонам дробления (выделены крапом на обеих картах).

Формационную принадлежность данного этапа минерализации определить сложно. Главными рудными элементами в пределах этого рудного этапа являются Au, Cu, Ag, Pb, Zn. Однако в целом, используя общую зональность производимого оруденения (Fe-Мо (Cu) – Cu (Мо) – Cu (Au) – Fe (Au) – Pb, Zn – Au (Ag) [2]), мы можем рассматривать его в качестве производных Cu-Мо-порфировой с золотом РМС.

Анализ данных геофизических съемок показал, что «проницаемые зоны», облекающие купольные выступы, контролируются гребнем нескрытой интрузии гранитоидов амуджиканского комплекса, а сам район работ состоит из различных тектонических блоков с разной амплитудой воздымания (рис. 2). Вскрытие различных зон вертикальной геохимической зональности обусловлено разной амплитудой воздымания этих блоков.

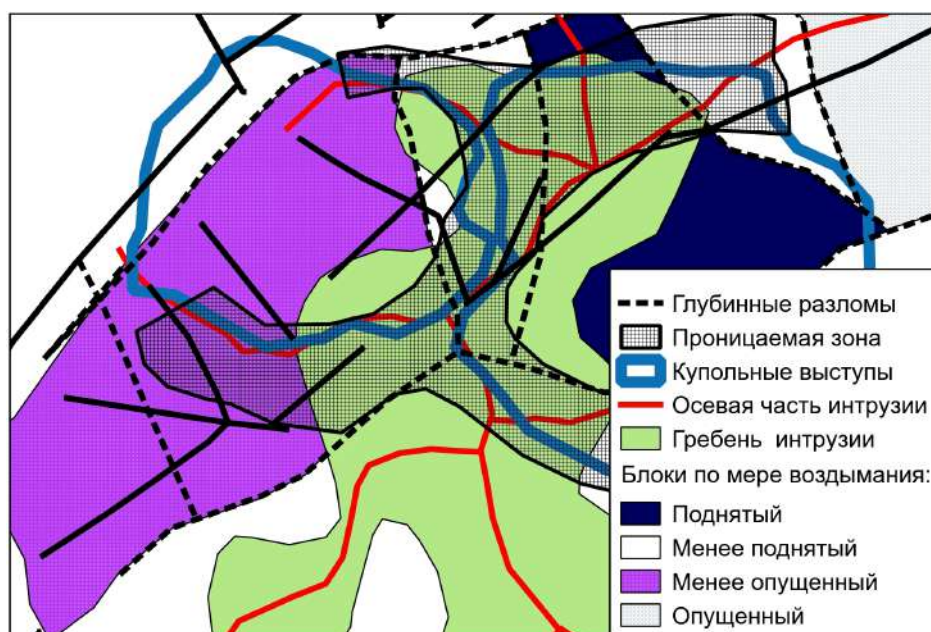


Рис. 2. Крупные структурные элементы в площади работ (по геофизическим данным).

Таким образом, эти данные согласуются с результатами генетических реконструкций, выполненных по результатам геохимических съемок, что позволяет использовать их для этих целей без привлечения дополнительной геологической и геофизической информации.

Работа выполнена в рамках государственных заданий № 0350-2016-0029, 0350-2016-0032.

- [1] *Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 285 с.
- [2] *Сотников В.И.* Медно-молибден-порфоровая рудная формация: природа, проблема объема и границ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 9 с.



ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

У.С. Ефремова¹, Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹,
А.М. Мазукабзов¹, К.-Л. Ванг², Х.-Я. Ли²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, uefremova@crust.irk.ru

² Тайпэй, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика

Харгитуйская свита традиционно рассматривается как основание раннепротерозойской сарминской серии, породы которой принадлежат Аkitканскому складчатому поясу [5] и обнажаются в пределах Байкальского краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Породы харгитуйской свиты приурочены к узкому тектоническому блоку северо-восточного простираения, который протягивается вдоль зоны разлома, отделяющего фундамент Сибирской платформы от раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Согласно опубликованным данным [1], состав харгитуйской свиты отвечает вулканогенно-терригенной формации, и непосредственно среди пород свиты выделяют слюдистые кварциты, кварциты, кварцево-слюдистые сланцы, а также роговообманково-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и метариолиты, которые были подвержены динамометаморфизму. Считается, что породы харгитуйской свиты прорываются гранитоидами приморского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет [3], дайками карбонатитов (≈ 1 млрд лет) [6] и долеритов (720 млн лет) [2]. Соотношения свиты с более древними образованиями – тектонические, как и с вышележащей иликтинской свитой [1]. Раннепротерозойский возраст харгитуйской свиты устанавливается по прорыванию ее пород гранитоидами приморского комплекса, которые, в свою очередь, в области развития пород свиты также подвержены интенсивным динамометаморфическим преобразованиям и имеют преимущественно тектонические контакты со свитой [3]. Согласно опубликованным В.Б. Савельевой с соавторами [6] данным по Ar/Ar датированию мусковита из слюдистого сланца харгитуйской свиты, возраст метаморфизма пород оценивается как 1.95 млрд лет. Однако геологическое положение харгитуйской свиты, а именно повсеместная динамометаморфическая переработка ее пород и наличие преимущественно тектонических взаимоотношений с вышележащими метаосадочными отложениями и гранитоидами приморского комплекса, вызывает сомнения в объединении всех пород, относимых к харгитуйской свите, в единое стратиграфическое подразделение, поэтому требуется детальное изучение особенностей состава и возраста пород этой свиты.

Материалом для проведения настоящего исследования стали породы харгитуйской свиты, отобранные из нескольких обнажений вблизи пос. Онгурен (Западное Прибайкалье). Большинство изученных обнажений сложено кварцитами, среди которых отмечаются тела амфиболитов и реже амфиболовых сланцев.

Проведенные петрографические исследования позволили разделить породы свиты на пять групп: кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы, амфиболиты, амфиболовые сланцы и амфибол-эпидот-хлоритовые сланцы. Во всех разновидностях пород отмечаются следы катакластической переработки и бластеза, в слюдисто-кварцевых сланцах также отмечаются процессы милонитизации. Хлоритизация, эпидотизация и сосюритизация плагиоклаза характерны для всех типов изученных пород. Присутствие плагиоклаза в виде обломков в кварцитах и слюдисто-кварцевых сланцах позволяет предполагать первично-осадочный генезис этих пород. В связи с тем, что все породы харгитуйской свиты претерпели интенсивные изменения, для геохимической характеристики использовались преимущественно немобильные в процессе вторичных преобразований редкоземельные (РЗЭ) и редкие элементы.

Согласно классификации А.Н. Неелова [4], кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы отвечают по своему составу мономиктовым кварцевым псаммотолитам и полимиктовым субсилицитам/песчаникам соответственно. Кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы отличаются друг от друга по степени зрелости и отсортированности обломочного материала. Для тех и других пород

характерны фракционированные спектры РЗЭ и, главным образом, отрицательная Eu-аномалия. По соотношениям немобильных элементов, а именно La/Sc, Th/Co, Ti/Zr [7, 9], можно сделать вывод, что основными источниками сноса для протолитов кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев выступали магматические породы кислого состава. Кроме того, совокупность полученных данных позволяет предполагать, что протолиты этих пород, вероятно, формировались в бассейнах пассивной континентальной окраины или внутриконтинентального растяжения.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы, согласно классификации [15], соответствуют субщелочным базальтам, а по классификации [11] – высокожелезистым толеитам. Породы обнаруживают слабофракционированные спектры РЗЭ и слабовыраженную Eu-аномалию или ее отсутствие. На мультиэлементных спектрах отмечается в разной степени выраженная отрицательная Nb-аномалия. Отношения несовместимых элементов в амфиболитах [8, 12, 13] свидетельствуют о том, что их родоначальный мантийный источник мог содержать либо субдукционный компонент, либо материал континентальной коры.

Амфибол-эпидот-хлоритовые сланцы по химическому составу соответствуют щелочным базальтам [15] и высокожелезистым толеитам [11]. Они также обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ и отрицательную Eu-аномалию. Однако по сравнению с амфиболитами они характеризуются более высокими концентрациями La, Nb, Zr, Th, а также более высокими значениями отношений несовместимых элементов. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что в родоначальном источнике этих пород мог присутствовать мантийный материал с геохимическими характеристиками базальтов океанических островов, а также, возможно, небольшое количество материала континентальной коры.

По совокупности полученных петрографических и геохимических данных можно сделать вывод, что собственно к харгитуйской свите могут быть отнесены метаосадочные породы (кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы), протолитом которых являлись песчаники разной степени зрелости. Амфиболиты и амфибол-эпидот-хлоритовые сланцы, присутствующие среди метаосадочных пород, вероятнее всего, первоначально представляли собой тела базитов, имеющих различный состав, а возможно и возраст, которые в дальнейшем совместно с вмещающими их породами харгитуйской свиты испытали динамометаморфические преобразования.

Геохронологические исследования детритовых цирконов были проведены для слюдисто-кварцевого сланца (обр.1020). U-Pb-изотопный анализ циркона выполнен методом LA-ICP-MS в Национальном университете Тайваня. Из 33 выделенных зерен цирконов для 30 были получены конкордантные значения. Проведенные измерения показали, что для большинства зерен возраст соответствует диапазону 1.84–1.88 млрд лет с пиком на отметке 1.86 млрд лет. Возраст наиболее древнего циркона – 2.55 млрд лет, а наиболее молодого – 1.81 млрд лет. Значение возраста основного пика позволяет предполагать, что накопление отложений свиты происходило после формирования пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, одним из основных источников детритовых цирконов могли являться гранитоиды приморского комплекса [3, 10], а весь диапазон полученных значений возраста соответствует возрасту пород фундамента южной части Сибирского кратона [14].

Таким образом, на основании проведенных исследований можно сделать вывод, что накопление отложений, относимых к харгитуйской свите в районе пос. Онгурен, происходило позднее 1.85 млрд лет. Верхняя граница формирования пород этой свиты устанавливается по прорыванию ее дайками карбонатитов с возрастом 1 млрд лет [6]. Новые данные противоречат сделанным ранее выводам о том, что формирование пород свиты имело место до внедрения гранитоидов приморского комплекса и ее породы испытали метаморфизм на временном рубеже 1.95 млрд лет [6]. В связи с тем, что породы харгитуйской свиты повсеместно подвержены динамометаморфическим преобразованиям, вполне возможно, что в единую харгитуйскую свиту объединены породы разного возраста лишь по одинаковой степени их метаморфической переработки.

- [1] Галимова Т.Ф., Пермяков С.А., Бобровский В.Т., Пащикова А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист N-48 – Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 574 с.
- [2] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.
- [3] Донская Т.В., Бибикина Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирилова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.

- [4] *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [5] *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- [6] *Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г., Иванов А.В., Данилов Б.С., Базарова Е.П.* Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // ДАН. 2019. Т. 486. № 2. С. 217–222.
- [7] *Bhatia M.R., Crook K.W.* Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. P. 181–193.
- [8] *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.
- [9] *Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 305–327.
- [10] *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.
- [11] *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66. 1976. 22 p.
- [12] *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
- [13] *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. 106068.
- [14] *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M.* Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2011. V. 19. P. 751–763.
- [15] *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.



ОТОБРАЖЕНИЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ В АНОМАЛЬНЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЯХ (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

Е.М. Звягин¹, Ф.П. Леснов², А.Н. Уваров¹, М.И. Карпухин¹,
Ю.М. Зюзин¹, А.А. Монгуш³, Ч.К. Ойдуш³

¹ Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики
и минерального сырья, zvyagin@sniggims.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, lesnovfp@list.ru

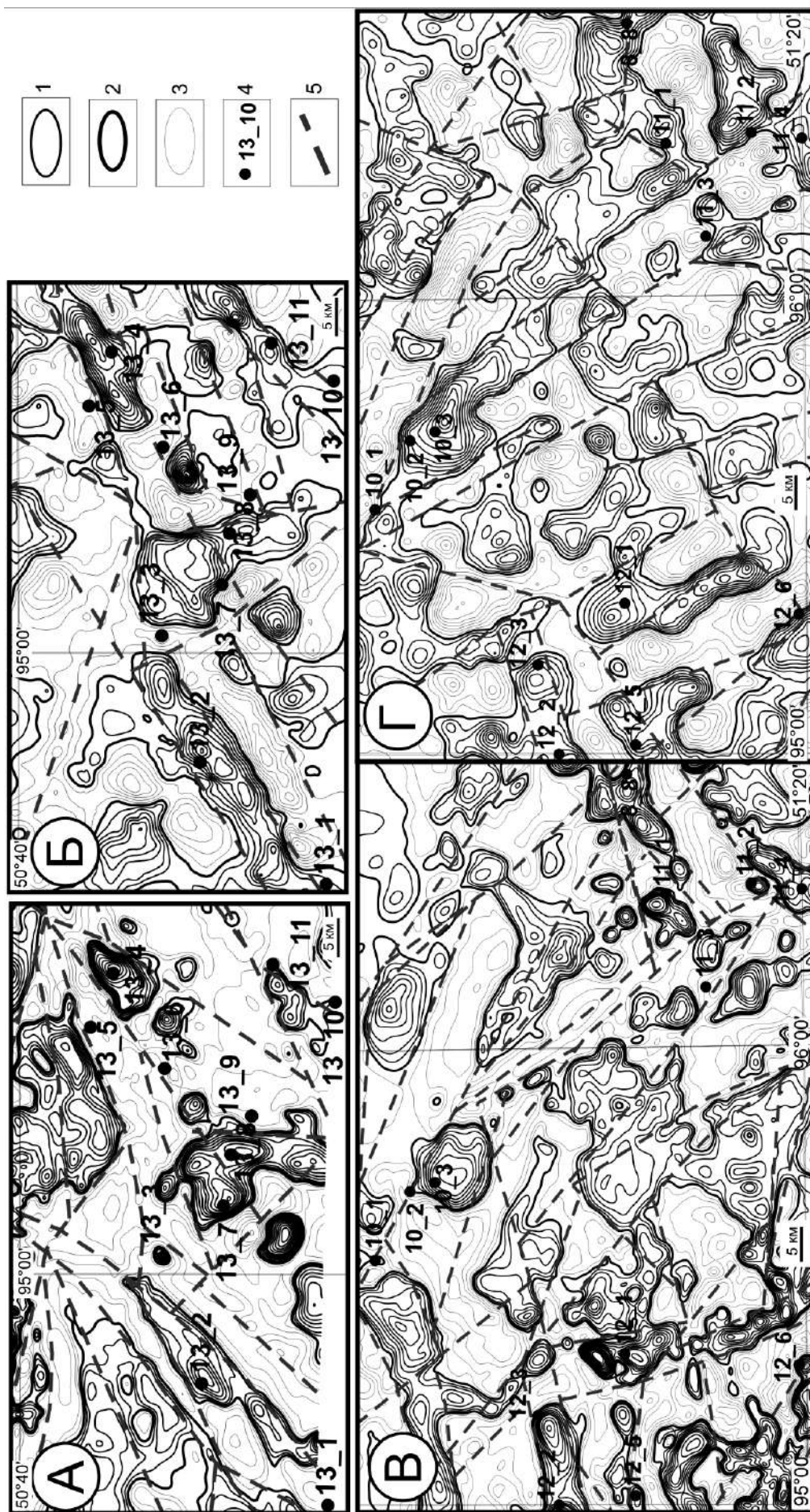
³ Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru

На рассматриваемой территории, которая в геологическом отношении принадлежит к Алтае-Саянской складчатой области, широко распространены разнотипные мафит-ультрамафитовые массивы, отличающиеся размерами, морфологией, геологическим строением и петрографическим составом. Они структурно приурочены к разнонаправленным зонам глубинных разломов и оперяющим их разрывам. Большинство массивов, обычно состоящих из пространственно сближенных протрузий, неравномерно серпентинизированных реститогенных ультрамафитов и прорывающих их интрузивов габброидов, принято относить к офиолитовой ассоциации [1]. Кроме того, часть мафит-ультрамафитовых массивов некоторыми исследователями отнесена к дунит-пироксенит-габбровой формации [2]. В границах массивов площади выходов ультрамафитов и габброидов варьируются в широких пределах.

В предлагаемой работе, в дополнение к ранее опубликованным материалам [3], обсуждаются новые данные о возможных пространственных связях между мафит-ультрамафитовыми массивами, расположенными в восточных и южных районах Тывы, с одной стороны, и компонентами потенциальных полей, обусловленных изменениями физических свойств приповерхностных геологических образований – с другой (рисунок). При проведении интерпретации геофизических данных использована высокочастотная компонента поля силы тяжести и локальная составляющая магнитного поля, которые были получены с помощью пакета Geosoft обработкой матриц аномальных гравитационного (200×200 м) и магнитного (100×100 м) полей. Размеры окон фильтрации для разделения полей на региональную и локальную составляющие определены в пакете Coscad 3dt и составили 31.7×31.7 км – для гравитационного и 25×25 км – для магнитного. Для выделения высокочастотной компоненты локальное поле силы тяжести далее было разделено в окне 11.6×11.6 км. Данная методика была апробирована при выполнении работ по подготовке к изданию листов Государственной гравиметрической карты РФ [4].

Обобщение новых геофизических материалов регионального характера показало, что на территории Восточной и Южной Тувы наблюдаются многочисленные, неравномерно расположенные магнитные и гравитационные аномалии различных размеров, конфигурации и интенсивности. Часто аномалии имеют удлиненную форму, подчеркивающую ориентировку разломов, к которым приурочены обуславливающие их тела. В большинстве случаев центры площадей выходов массивов расположены во внутренней или краевой зоне интенсивных магнитных и гравитационных аномалий, реже центры находятся за их пределами. Иногда в пределах аномалий расположены центры площадей выходов двух или более мафит-ультрамафитовых массивов. В контурах ряда интенсивных аномалий указанные массивы не были выявлены при проведении среднемасштабных геолого-съёмочных работ. Отметим, что площади геофизических аномалий обычно превышают размеры площадей закартированных геологической съёмкой выходов пород мафит-ультрамафитовых массивов.

Что касается возможных причин описанных выше особенностей отображения мафит-ультрамафитовых массивов в потенциальных полях исследованного района, отметим следующее. Установлено, что важнейшим фактором, обусловившим наиболее интенсивные аномалии, являются тела ультраосновных пород, обогащенных магнитными минералами. При этом можно предположить, что значимые отклонения положения центров площадей выходов массивов на поверхность от центров геофизических аномалий присущи тем телам, центры которых



Карты локальной составляющей магнитного поля (А, В) и высокочастотной компоненты поля силы тяжести (Б, Г). 1–3 – изолинии потенциальных полей: 1 – положительные, 2 – нулевая, 3 – отрицательные; 4 – центры площадей выходов представленных магнит-ультрамафитовых массивов (таблица); 5 – разломы, выявленные по данным магнитометрии (А, В) и гравиметрии (Б, Г). Минимальное сечение изолиний локальной составляющей магнитного поля – 50 нТл, сечение изолиний высокочастотной компоненты поля силы тяжести – 1 мГал.

Представительные мафит-ультрамафитовые массивы (Восточная и Южная Тува), по [1]

№	Название	№	Название	№	Название
8_8	Хангинский	12_1	Усть-Коптинский	13_4	Улорский
10_1	Коптинский	12_2	Зубовский	13_5	Кускуннугский
10_2	Малокоптинский	12_3	Куртугойский	13_6	Верхнетарлашкинский
10_3	Кара-Осский	12_5	Пош-Дагский	13_7	Нижнетарлашкинский
11_1	Ужепский	12_6	Брунганский	13_8	Башкымугурский
11_2	Майский	13_1	Агардагский	13_9	Сольджерский
11_3	Шуйский	13_2	Карашатский	13_10	Эрзинский
11_4	Чадальский	13_3	Теректыг-Сайрский	13_11	Баянкольский

попадают на их габброидную составляющую, в меньшей мере способную провоцировать интенсивные напряжения физических полей. Тот факт, что размеры интенсивных геофизических аномалий во многих случаях превышают размеры выходов на поверхность мафит-ультрамафитовых массивов, позволяет предполагать, что такого рода массивы слабо вскрыты эрозией и что их основные объемы залегают на некоторой глубине. Наличие в пределах исследованной территории интенсивных аномалий потенциальных полей там, где мафит-ультрамафитовые массивы не были установлены геологическим картированием, позволяет предполагать, что в пределах таких участков находятся «слепые» тела ультрамафитов, не вскрытые современным эрозионным срезом. Не исключена также вероятность того, что часть магнитных аномалий умеренной и низкой интенсивности обусловлена зонами распространения титаномagnetитовой или сульфидной рудной минерализации. Наконец, отметим, что линейные аномалии поля силы тяжести, как, например, прослеживаемая на траверсе от Агардагского массива (13_1) на его юго-западном фланге до Улорского массива (13_4) – на его северо-восточном фланге, свидетельствуют о возможном присутствии на глубине крупных масс ультрамафитов, структурно приуроченных к глубинному разлому северо-восточного простирания.

- [1] Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: «Гео», 2019. 350 с.
- [2] Бородин Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1075–1091.
- [3] Звягин Е.М., Леснов Ф.П., Зюзин Ю.М., Лоскутов И.Ю., Карпунин М.И. Об отображении мафит-ультрамафитовых массивов, расположенных в центральной части Республики Тыва, в аномальных магнитном и гравитационном полях // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геологическое строение, рудный потенциал (6-я Всероссийская конференция с международным участием). Иркутск, 2019. С. 126–130.
- [4] Триколиди Г.Ю., Бабкина Т.Г., Ерлыков А.А. и др. Гравиметрическая съемка и подготовка к изданию Государственных гравиметрических карт масштаба 1:200000 на территории Дальневосточного и Сибирского федеральных округов в 2017–2019 гг. СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. Кн. 4. С. 9–49.



ОБРАЗОВАНИЕ МИКРО- И НАНОКРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА ПРИ УДАРЕ МОЛНИИ: ГИПОТЕЗА И ЭКСПЕРИМЕНТ

А.В. Иванов¹, А.Ю. Костинский², И.С. Шарыгин¹, Е.А. Гладкочуб¹,
Е.В. Пушкарёв³, В.С. Каменецкий^{1,4}, В.А. Беляев⁵

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

² Москва, Московский институт электроники и математики им. А.Н. Тихонова ВШЭ

³ Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УРО РАН

⁴ Хобарт, Австралия, Университет Тасмании

⁵ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

В последние полтора десятка лет в литературе появились сообщения о находках микро- и нанокристаллов алмаза в подиформных хромититах, связанных с офиолитовыми комплексами Тибета и Северного Урала, а также Ст-шпинелевых перидотитах в офиолитах Индии [1–3]. Алмаз в данных породах ассоциирует с разнообразными фазами, такими как муассонит, самородные металлы и сплавы, указывающими на резко восстановительные условия их формирования. Авторы этих находок предполагают, что такое необычное разнообразие фаз сформировано в глубоких горизонтах мантии. По их мнению, это приводит к пересмотру моделей формирования океанического дна, фрагменты которого обнаруживаются в складчатых поясах, слагая офиолитовые комплексы.

В части научного сообщества имеется скепсис в отношении естественного происхождения алмазов и необычной минеральной ассоциации резко восстановительных условий в офиолитах и предполагается, что это загрязнение искусственными объектами [4]. Не вдаваясь в детали аргументации сторонников естественного и искусственного происхождения алмазов, мы отмечаем, что есть как минимум три находки *in-situ* микро- и наноалмазов в виде включений в минералах пород океанической коры и малоглубинной литосферной мантии, подтвержденных методами спектроскопии комбинационного рассеяния света и просвечивающей электронной микроскопии – в орто- и клинопироксене ксенолитов гранатовых пироксенитов вулканического кратера Солт Лэйк (Гавайи) [5, 6], в оливине габбро офиолитов Моа-Баракоа (Куба) [7] и в ортопироксене из перидотитов офиолитов Нидар (Индия) [1]. Все алмазы в офиолитах ассоциируют с метаном, а в ксенолитах – преимущественно с карбонатами и CO₂.

В качестве альтернативы глубинного мантийного происхождения нано- и микроалмазов, а также резко восстановленных фаз К. Балхаус с коллегами [8] предположили, что эта ассоциация могла образовываться в результате удара молнии. Известно, что при ударе молнии создаются резко восстановительные условия, высокая температура свыше 2000 °С, а давления могут достигать 7 ГПа [9, 10]. К. Балхаус и др. [8] провели эксперимент с электрическим током в 30 кА, разряд которого имитировал удар молнии. В качестве среды для кристаллизации алмаза они использовали графит, заложенный в полость из базальтового материала и расположенный между металлическими электродами. В результате этого эксперимента алмаз получен не был, но был воспроизведен ряд фаз, обнаруживаемых в алмазоносных хромититах, равно как специфические сферулы – конденсаты из плазмы, часто находимые на вулканах. Экспериментальные работы показали, что для прямого перехода графита в алмаз требуется давление, превышающее 12 ГПа [11]. Возможно, с этим связано то, что в опытах К. Балхауса и др. [8] алмаз не был получен. В недавней работе [12] было показано, что алмаз кристаллизуется из метаносодержащего флюида при давлении 5–7 ГПа и температуре 1100–1300 °С, т.е. при P–T-условиях, которые могут достигаться при ударе молнии, с учетом того, что в месте удара температура может снижаться быстрее, чем давление внутри минерала. В связи с этим мы предлагаем, что более корректно поставить эксперимент со средой для кристаллизации алмаза в виде пород офиолитов (хромититов, перидотитов), в которых известны минералы с включениями метана и других соединений углерода. В докладе будет дана характеристика таких включений, показана схема

предлагаемого эксперимента и, возможно, представлены первые экспериментальные результаты.

Работа выполнена в рамках мегагранта № 075-15-2019-1883 с использованием оборудования ЦКП «Геодинамика и геохронология».

- [1] *Das S., Basu A.R., Mukherjee B.K.* In situ peridotitic diamond in Indus ophiolite sourced from hydrocarbon fluids in the mantle transition zone // *Geology*. 2017. V. 45. P. 755–758.
- [2] *Robinson P.T., Bai W.J., Malpas J., Yang J.-S., Zhou M.-F., Fang Q.-S., Hu X.-F., Cameron S., Staudigel H.* Ultra-high pressure minerals in the Luobusa Ophiolite, Tibet, and their tectonic implications // *Aspects of the tectonic evolution of China* / Eds. J. Malpas, C.J.N. Fletcher, J.R. Ali, J.C. Aitchison. Geological Society, London, Special Publications. 2004. V. 226. P. 247–271.
- [3] *Yang J., Meng A., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Griffin W.L., Cliff J.* Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals // *Gondwana Research*. 2015. V. 27. P. 459–485.
- [4] *Litasov K.D., Kagi H., Voropaev S.A., Hirata T., Ohfuji H., Ishibashi H., Makino Y., Bekker T.B., Sevast'yanov V.S., Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P.* Comparison of enigmatic diamonds from the Tolbachik arc volcano (Kamchatka) and Tibetan ophiolites: Assessing the role of contamination by synthetic materials // *Gondwana Research*. 2019. V. 75. P. 16–27.
- [5] *Wirth R., Rocholl A.* Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 211. P. 357–369.
- [6] *Frezzotti M.L., Peccerillo A.* Diamond-bearing COHS fluids in the mantle beneath Hawaii // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 262. P. 273–283.
- [7] *Pujol-Solà N., Garcia-Casco A., Proenza J.A., González-Jiménez J.M., del Campo A., Colás V., Canals À., Sánchez-Navas A., Roqué-Rosell J.* Diamond forms during low pressure serpentinisation of oceanic lithosphere // *Geochemical Perspectives Letters*. 2020. V. 15. P. 19–24.
- [8] *Ballhaus C., Wirth R., Fonseca R.O.C., Blanchard H., Pröhl W., Bragagni A., Nagel T., Schreiber A., Ditttrich S., Thome V., Hezel D.C., Below R., Cieszyński H.* Ultra-high pressure and ultra-reduced minerals in ophiolites may form by lightning strikes // *Geochemical Perspectives Letters*. 2017. V. 5. P. 42–46.
- [9] *Carter E.A., Pasek M.A., Smith T., Kee T.P., Hines P., Edwards H.G.M.* Rapid Raman mapping of fulgurite // *Analytical and Bioanalytical Chemistry*. 2010. V. 397. P. 2647–2658.
- [10] *Chen J., Elmi C., Goldsby D., Gieré R.* Generation of shock lamellae and melting in rocks by lightning induced shock waves and electrical heating // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. P. 8757–8768.
- [11] *Irifune T., Kurio A., Sakamoto S., Inoue T., Sumiya H.* Materials – Ultrahard polycrystalline diamond from graphite // *Nature*. 2003. V. 421. P. 599–600.
- [12] *Matjuschkin V., Woodland A.B., Frost D.J., Yaxley, G.M.* Reduced methane-bearing fluids as a source for diamond // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. 6961.



МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОЛОУСТЕНСКО-МАНЗУРСКОЙ ПАЛЕОДОЛИНЫ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

А.Ю. Казанский^{1, 2}, Г.Г. Матасова^{2, 3}, А.А. Щетников^{2, 4, 5, 6},
И.А. Филинов^{2, 4, 6}, В.Ю. Брагин³

¹ Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
kazansky_alex@mail.ru

² Москва, Геологический институт РАН

³ Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
matasovagg@ipgg.sbras.ru

⁴ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru

⁵ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, shch@crust.irk.ru

⁶ Иркутск, Иркутский государственный университет

Голоустенско-Манзурская долина простирается от оз. Байкал на юге, пересекает Приморский хребет и продолжается на север вдоль его западной подошвы по долинам рек Голоустная, Бугульдейка и Манзурка вплоть до долины р. Лены [1]. Долина выполнена сложно построенной песчано-гравийной толщей манзурского аллювия, возраст которого, согласно [2], оценивается нижним эоплейстоценом. Существование Голоустенско-Манзурской долины служит основным аргументом в пользу наличия стока из Байкала в бассейн р. Лены [3, 4]. В последнее время активно дискутируется вопрос о катастрофическом характере стока по Голоустенско-Манзурской долине [5, 6].

Одним из методов реконструкции условий осадконакопления и направления транспортировки осадочного материала в недеформированных осадках является изучение анизотропии магнитной восприимчивости (магнитной текстуры) [7]. Целью данной работы являлась реконструкция гидродинамических условий формирования осадков в Голоустенско-Манзурской палеодолине и определение направления стока по ней. Для этого были изучены четыре разреза манзурского аллювия: Еланцы (52.81° с.ш., 106.39° в.д.) в долине р. Анга; разрез Алагуй (52.75° с.ш., 105.99° в.д.) и Косая Степь (52.83° с.ш., 106.09° в.д.) в долине р. Бугульдейка и разрез Манзурка (53.47° с.ш., 106.05° в.д.) в долине р. Манзурка. Отбор образцов выполнен из песчаных горизонтов всех разрезов с шагом от 5 до 20 см в зависимости от содержания гравия. Отбор осуществлялся в стандартные пластиковые контейнеры объемом 7 см³. Всего коллекция составила 196 образцов. Измерения магнитной восприимчивости и ее анизотропии осуществлялись в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН на каппа-мосте MFK-1a (AGICO, Чехия). Обработка результатов измерений выполнена с использованием программы ANISOFT 4.2.

Значения объемной магнитной восприимчивости K во всех разрезах варьируются в пределах от 2.4 до 11.3×10^{-5} СИ и в среднем для разных разрезов составляют от 3.2 до 4.8×10^{-5} СИ. Исключение представляет разрез Еланцы, где самый верхний циклит разреза демонстрирует максимальные значения магнитной восприимчивости – $7.5\text{--}29.2 \times 10^{-5}$ СИ, а вся нижележащая толща (кроме прослоев, насыщенных гематитом и гетитом) имеет низкие ($< 3 \times 10^{-5}$ СИ) значения. Следует отметить, что в изученном нами ранее разрезе Кистенево, который является максимально удаленным от Байкала разрезом манзурского аллювия, значения магнитной восприимчивости в среднем в 2.5 раза выше [8].

Средние значения параметров магнитной анизотропии невысоки и для всех разрезов практически одинаковы: степень анизотропии P_j – 2 %, линейная анизотропия L – 1 %, плоскостная анизотропия F – 1 %. Однако максимальные значения по разрезам несколько различаются (табл. 1). При этом в разрезе Еланцы степень анизотропии в равной степени определяется линейной и плоскостной составляющими, в разрезах Косая Степь и Манзурка плоскостная анизотропия преобладает над линейной (так же, как в разрезе Кистенево), а в разрезе Алагуй степень анизотропии определяется исключительно плоскостной анизотропией.

Т а б л и ц а 1. Максимальные значения параметров магнитной анизотропии разрезов манзурского аллювия

Разрез	L	F	Pj'
Еланцы	1.07	1.06	1.09
Алагуй	1.02	1.02	1.03
Косая Степь	1.02	1.03	1.05
Манзурка	1.03	1.06	1.10

Т а б л и ц а 2. Типы магнитной текстуры, реконструированные направления потоков в разрезах манзурского аллювия

Разрез	Циклит	Число образцов	Тип текстуры	Направление потока (°)	Дов. интервал (°)
Еланцы	A	10	турбулентная	328	46
	B	9	ламинарная	329	37
	C	35	турбулентная	340	56
	D	19	турбулентная	25	77
	E	16	турбулентная	313	45
	F	23	турбулентная	283	35
Алагуй	A	11	турбулентная	333	20
	B	10	ламинарная	291	14
Косая Степь	A	22	турбулентная	306	38
Манзурка	A	11	турбулентная	294	26
	B	17	ламинарная	313	19
	C	15	ламинарная	281	33

Магнитную текстуру изученных отложений можно разделить на два основных типа: 1) «турбулентный» тип – демонстрирует вытянутое распределение минимальных осей эллипсоида магнитной анизотропии (K3) и значимое отклонение плоскостной анизотропии от плоскости напластования. Такая магнитная текстура характерна для отложений потоков со сложной гидродинамикой и умеренными скоростями течения [9]; 2) «ламинарный» тип, так называемая «выравненная потоком текстура» [9], характерная для ламинарных потоков с интенсивным течением и ориентировкой максимальных осей перпендикулярно направлению потока. Магнитные текстуры, типичные для отложений катастрофических паводков [10], в изученных разрезах не обнаружены. Во всех разрезах обнаружены оба указанных типа магнитной текстуры, сменяющие друг друга по разрезу, что свидетельствует о непостоянстве гидродинамического режима. При этом верхние циклиты во всех разрезах относятся к «турбулентному» типу. Типы магнитной текстуры и результаты реконструкции направления потоков приведены в табл. 2.

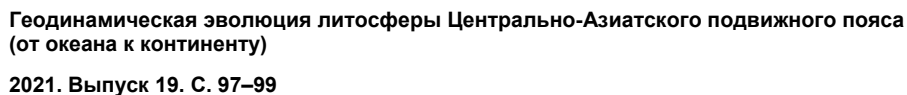
Из табл. 2 видно, что реконструированные направления потока в Голоустенско-Манзурской палеодолине по всем изученным объектам близки между собой и, с учетом доверительных интервалов, в целом отвечают ее ориентировке. При этом по мере движения от Байкала к р. Лене наблюдается увеличение роли ламинарного течения, что, вероятно, свидетельствует об ослаблении силы потока.

Таким образом, формирование манзурского аллювия происходило в условиях меняющихся гидродинамических обстановок. Направление переноса осадочного материала течением сохранялось в пределах 280–340° к северо-западу и соответствовало генеральному направлению стока по Голоустенско-Манзурской палеодолине. Меандрирование русла при этом, по-видимому, не происходило. В целом, характеристики анизотропии магнитной восприимчивости рассматриваемых в настоящей работе разрезов манзурского аллювия несколько отличаются от таковых для аллювия Кистеневского разреза, изученного ранее [8], что, вероятно, связано с уменьшением скорости потока по мере удаления от Байкала.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00216, петромагнитные исследования) и РФФИ (проект № 20-05-00247).

[1] Уфимцев Г.Ф., Кулагина Н.В., Щетников А.А., Фогт Т. Древние долины западного побережья Среднего Байкала // Геология и геофизика. 2000. Т. 44. № 7. С. 983–989.

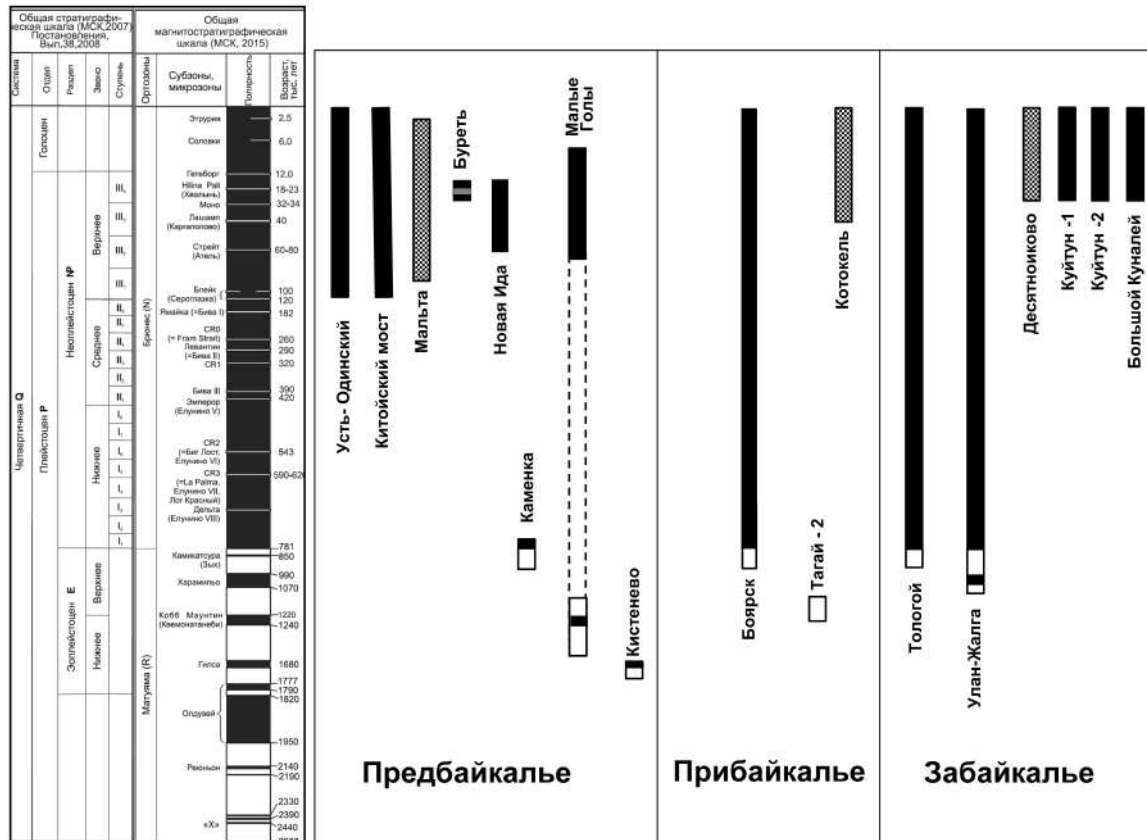
- [2] *Стратиграфия СССР. Четвертичная система*. М.: Недра, 1984. Полутом 2. 556 с.
- [3] *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 196 с.
- [4] *Аносов В.С.* Некоторые данные о древней речной сети в Юго-Западном и Центральном Прибайкалье // Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М.: Недра, 1964. С. 247–251.
- [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 Paleo-Manzurka megaflood sediments // *International Geological Review*. 2016. V. 58. P. 1818–1830.
- [6] *Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jansenb J.D, Preusser F., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.W.* Catastrophic events in the Quaternary outflow history of Lake Baikal // *Earth-Science Reviews*. 2018. V. 177. P. 76–113.
- [7] *Evans M.E., Heller F.* *Environmental Magnetism*. New York: Academic Press, 2003. 299 p.
- [8] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А., Брагин В.Ю.* Магнитная анизотропия аллювиальных отложений разреза Кистенево как отражение ориентировки древней долины р. Лены // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. С. 136–139.
- [9] *Dall'Olio E., Felletti F., Muttoni G.* Constraints on mechanisms of deep-water mudstone deposition in the Marnoso Arenacea Formation (Miocene, Italy) through magnetic fabric analysis // *Journal of Sedimentary Research*. 2013. V. 83. P. 170–182.
- [10] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А.* Петро- и палеомагнитные исследования верхнеплейстоценового разреза Десятниково в Забайкалье // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 17. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 103–104.



**А.Ю. Казанский^{1,2}, Г.Г. Матасова^{2,3}, А.А. Щетников^{2,4,5,6},
И.А. Филинов^{2,4,6}, В.Ю. Брагин³**

⁶ Иркутск, Иркутский государственный университет

Стратиграфическая схема четвертичного периода Байкальского региона крайне слабо обоснована палеомагнитными данными. В последние годы нами выполнены детальные палеомагнитные исследования ряда разрезов на территории Предбайкалья, Прибайкалья и Забайкалья. Итогом этих работ является предлагаемая схема корреляции четвертичных отложений (рисунок), основанная на результатах палеомагнитных исследований с учетом палеонтологических данных, а также результатах ^{14}C датирования.



Корреляционная схема четвертичных отложений вдоль трансекта Предбайкалье – Прибайкалье – Забайкалье. Черное – прямая полярность; белое – обратная полярность; серое – экскурс; штриховка – намагниченность не сохранилась.

В **Предбайкалье** было изучено восемь разрезов. **Усть-Одинский** – ключевой разрез для верхнего неоплейстоцена Предбайкалья. Здесь выделяется голоцен и все четыре хроностратиграфических подразделения позднего неоплейстоцена. Разрез охарактеризован палеонтологически и геохронометрически (AMS 14C, OSL и U/Th). Здесь установлена преобладающая прямая полярность. Аномальные направления намагниченности связаны с деформацией отложений.

Китойский мост вскрывает стратиграфическую последовательность отложений, отвечающих всем изотопным стадиям позднего плейстоцена и голоцена. Характеризуется исключительно прямой полярностью.

Мальта – раскоп в рамках спасательных работ при строительстве объездной автодороги вокруг г. Усолье-Сибирское. Стратиграфический аналог археологической стоянки Мальта – местонахождения мальтинско-буретской культуры верхнего палеолита (25–19 тыс. л.н.). Первичная намагниченность в разрезе не сохранилась из-за широкого развития криотурбаций.

Буреть находится на территории одноименного многослойного археологического местонахождения мальтинско-буретской культуры. Разрез характеризуется прямой полярностью, в верхней части обнаружен горизонт аномальной намагниченности, идентифицируемый, согласно ^{14}C датам, как экскурс Hilina Pali (Хвалынь).

Новая Ида – новый разрез, не имеющий палеонтологического обоснования. Характеризуется только прямой полярностью. Условно отнесен к верхнему неоплейстоцену.

Каменка – новый разрез, не имеющий палеонтологического обоснования. В верхней трети разреза обнаружена граница Матуяма-Брюнес.

Малые Голы – разрез имеет двучленное строение. По палеонтологическим данным верхняя лессовидная часть относится к верхнему неоплейстоцену, нижняя аллювиальная – к зоплейстоцену. Верхняя часть имеет прямую полярность (хрон Брюнес), в нижней части преобладает обратная полярность, соответствующая хрону Матуяма, в средней ее части установлен горизонт прямой полярности, идентифицируемый как субхрон Кобб Маунтин.

Кистенев – самый северный разрез манзурского аллювия, возраст которого, по палеонтологическим данным, оценивается как нижний зоплейстоцен. Характеризуется обратной полярностью (хрон Матуяма), за исключением верхних горизонтов, намагниченных прямо и сопоставляемых с субхроном Гилса.

В **Прибайкалье** изучено три разреза. **Боярск** – один из опорных разрезов квартала Прибайкалья. На основе палеонтологических данных в нем были выделены все основные хроностратиграфические подразделения плейстоцена, в том числе зоплейстоцен. Полученные нами впервые по данному разрезу палеомагнитные данные показали, что практически весь разрез имеет прямую полярность и относится к хрону Брюнес. В нижних горизонтах установлена граница Матуяма-Брюнес.

Котокель – колонка донных осадков одноименного озера, согласно ^{14}C датам, охватывает интервал от голоцена до ~40 тыс. л.н. Первичная намагниченность не сохранилась из-за массового образования в отложениях разреза вторичного грейгита.

Тагай-2 – зоплейстоценовые отложения о. Ольхон. Подтверждена обратная полярность всей толщи. Сопоставляется с хроном Матуяма в интервале между субхронами Харамильо и Кобб Маунтин.

В **Забайкалье** изучено пять разрезов. **Тологой** – опорный разрез для всей территории Восточной Сибири. Детально охарактеризован палеонтологически. Содержит наиболее полную последовательность отложений от начала позднего плиоцена до голоцена. Нами уточнено положение границы Матуяма-Брюнес в разрезе.

Улан-Жалга – новый, обнаруженный нами и впервые изученный разрез. По палеонтологическим данным время формирования разреза охватывает интервал от нижнего неоплейстоцена до голоцена. Верхняя, прямо намагниченная, часть разреза отвечает хрону Брюнес, нижняя, обратно намагниченная, с интервалом прямой полярности – хрону Матуяма и субхрону Харамильо.

Десятниково – по палеонтологическим данным отвечает верхнему неоплейстоцену и голоцену. Первичная намагниченность в осадках не сохранилась, поскольку разрез представлен отложениями катастрофических паводков.

Куйтун 1, Куйтун 2, Большой Куналей – разрезы на периферической части поля распространения в Восточном Забайкалье отложений катастрофических паводков. Характеризуются только прямой полярностью, отдельные аномальные направления связаны с высокой гидродинамикой среды седиментогенеза. Отвечают верхней части хрона Брюнес.

Предложенная корреляционная схема позволяет сделать следующие выводы. Отложения нижнего и среднего неоплейстоцена в Байкальском регионе имеют ограниченное распростра-

нение. В Предбайкалье распространены в основном отложения верхнего неоплейстоцена и эоплейстоцена. В Забайкалье широко распространены верхненеоплейстоценовые отложения, связанные с катастрофическими паводками. Отложения нижнего и среднего неоплейстоцена чрезвычайно редки. За 70 лет исследований обнаружено всего 2(!) разреза, содержащих более или менее полную последовательность осадков неоплейстоцена.

Работа выполнена при поддержке РФ (проект № 19-17-00216, палеомагнитные исследования) и РФФИ (проект № 20-05-00247).



ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПРОГНОЗНАЯ ЗНАЧИМОСТЬ СИЛУРИЙСКИХ ГРАНИТОВ А₂-ТИПА ДЛЯ ПОИСКА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕСЧАНИКОВОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА)

А.В. Карпов¹, А.Г. Владимиров^{1,2}, И.Ю. Анникова^{1,2}, Е.И. Михеев^{1,3}

¹Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, akarpov@igm.nsc.ru

²Томск, Томский государственный университет, vladimir@igm.nsc.ru, ira99@igm.nsc.ru

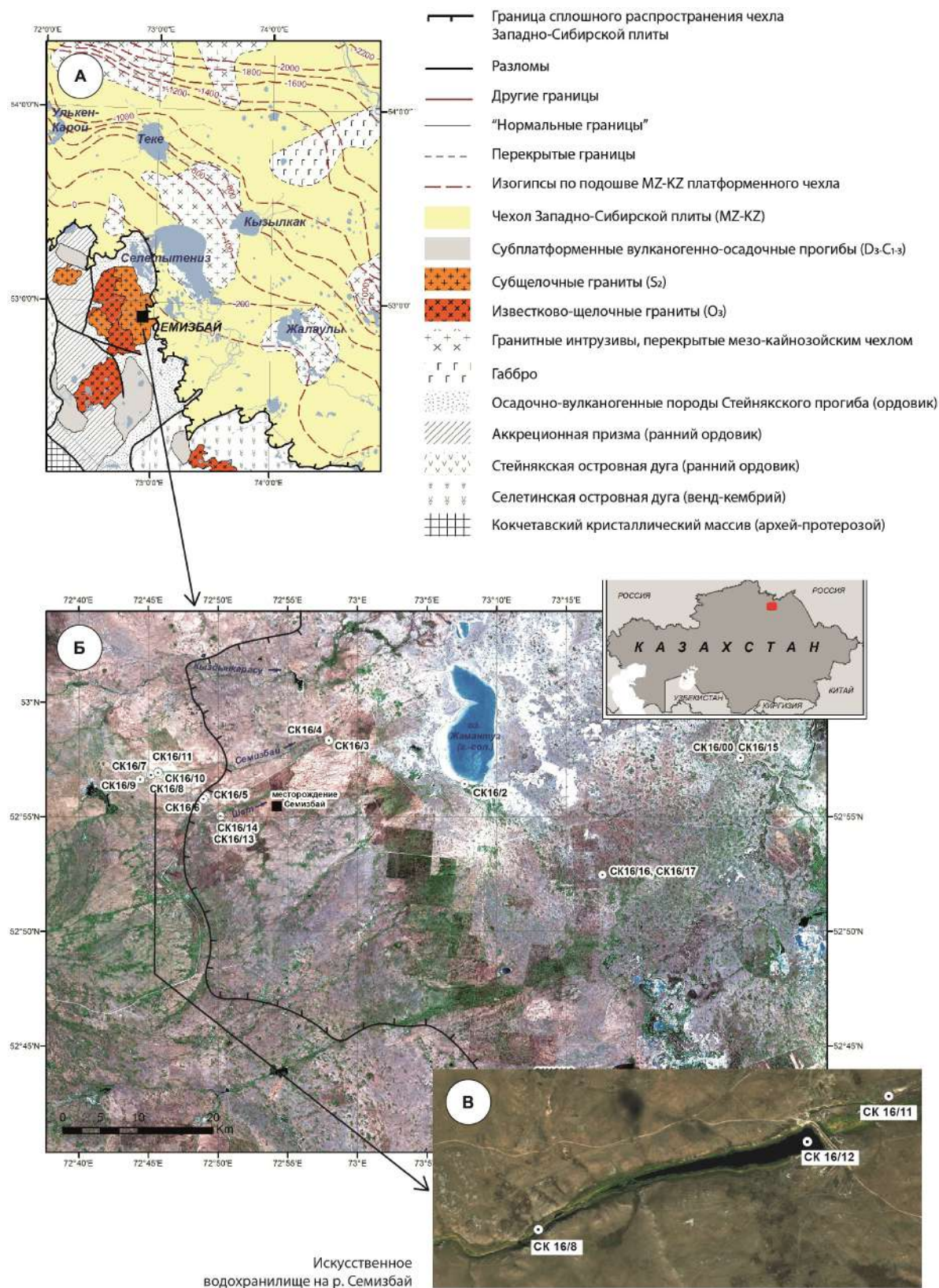
³Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, mikheev@igm.nsc.ru

В Северном Казахстане широко распространены гранитоидные комплексы позднеордовикского и силурийского возраста. В составе силурийских гранитоидных комплексов преобладают крупные изометричные гранит-лейкогранитные массивы карабулакского и боровского комплексов (площадь 300–600 км², мощность – 5–8 км) [1–3]. На восточном фланге Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана расположен один из наиболее крупных Жаман-Койтасский полихронный массив (рис. 1, А), где совмещены ордовикские и силурийские гранитоидные комплексы [4, 5]. Интерес к этому массиву вызван также тем фактом, что в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты, перекрывающем гранит-лейкограниты, размещено крупное урановое месторождение Семизбай песчаникового типа (см. рис. 1, А, Б).

Жаман-Койтасский интрузивный массив имеет полихронное строение. В его центральной части картируется полоса гранодиорит-гранитов крыккудукского комплекса (О₃), которая разделяет гранит-лейкогранитные интрузивные массивы боровского комплекса (S₁). Западный интрузив имеет концентрически-зональное строение, типичное для боровского комплекса: центральная часть сложена крупнозернистыми биотитовыми лейкогранитами, краевая – мелко- и среднезернистыми гранитами. Восточный интрузив имеет более простое строение: главный объем составляют крупнозернистые биотитовые лейкограниты второй (главной) интрузивной фазы ($\gamma_2^{\text{гф}}$), которые содержат останцы и ксеноблоки мелко- и среднезернистых биотит-амфиболовых гранит-лейкогранит-порфиров первой интрузивной фазы (γ_1). Заключительной интрузивной фазой являются аплитовые жилы и дайки (А₃), которые, в свою очередь, срезаются дайками диоритовых порфиров и лампрофиров.

Крупнозернистые порфировидные биотитовые лейкограниты второй интрузивной фазы ($\gamma_2^{\text{гф}}$) сложены кварцем (30–40 об. %), калиевым полевым шпатом (30–40 об. %), плагиоклазом (20–30 об. %), биотитом (1–5 об. %), акцессорные минералы представлены рудным минералом, титанитом, цирконом. Для полевых шпатов характерно широкое развитие вторичных минералов: пелитизация – для калишпата, серицитизация и соссюритизация с формированием минералов группы эпидота – для плагиоклаза. Для биотита характерно почти полное замещение хлоритом. В морфологии цирконов и спектрах РЗЭ также проявляются характерные признаки вторичных изменений. Эти признаки указывают на особый геохимический тип гранитов, который, вероятнее всего, прошел автометасоматическую предподготовку на завершающей стадии кристаллизации расплава и, как следствие, оказался благоприятным субстратом для выщелачивания урана. В пользу этого предположения свидетельствуют эндоконтактные зоны выщелачивания урана, связанные с корой выветривания гранитов.

Жаман-Койтасский массив представляет собой уникальный природный полигон, где водосборная площадь р. Семизбай располагается внутри практически однородных гранит-лейкогранитов боровского комплекса. Этот полигон находится на трансекте: истоки и верховья р. Семизбай – средняя часть р. Семизбай, включая вскрытое скважинами одноименное урановое месторождение песчаникового типа, – речная дельта – оз. Жамантуз (конечный водоем). Согласно полученным нами данным, содержание урана в наземных (0.047 мг/л) и подземных (0.320 мг/л) водах в среднем течении р. Семизбай на порядки превышает фоновое содержание урана в водах озера Жамантуз (0.0029–0.0050 мг/л), р. Селеты (0.0019 мг/л) и подземных водах



в нижнем течении этой реки (<0.0001 мг/л). Кроме того, русловые отложения и верхние слои почвы в среднем течении р. Семизбай обогащены ураном (8.6–24.0 г/т) в сравнении с русловыми отложениями в нижнем течении (1.9–2.7 г/т) и донными отложениями оз. Жамантуз (4.6 г/т) и других соленых озер Ишимской степи. Это позволяет построить геохимическую модель выщелачивания, миграции и накопления урана в русле р. Семизбай и соленых озерах Ишимской степи (рис. 2). Выщелоченный из лейкогранитов уран переносится наземными и подзем-

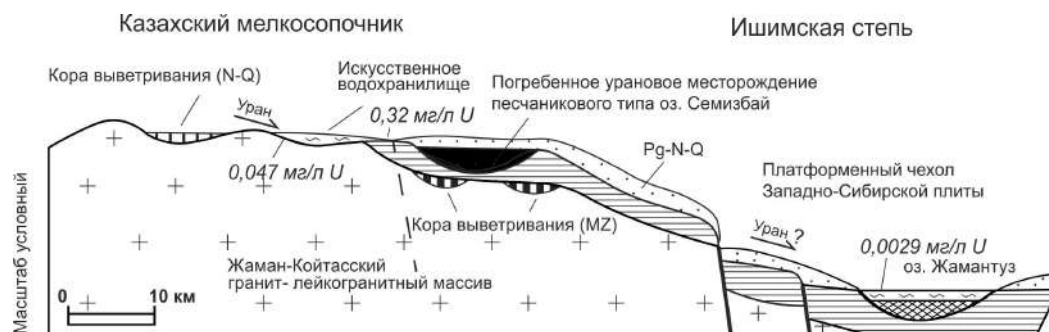


Рис. 2. Модель выщелачивания, миграции и накопления урана в русле р. Семизбай и соленых озерах Ишимской степи.

ными водами вниз по течению реки в сторону озера Жамантуз. В местах выхода обогащенных ураном ключевых вод в среднем течении часть урана сорбируется в русловых отложениях и верхних слоях почвы, вероятнее всего, глинистыми минералами и органическими веществами, а также накапливается в водах и донных отложениях искусственного водохранилища на р. Семизбай (см. рис. 1, В). Низкие фоновые содержания урана в русловых отложениях в нижнем течении р. Семизбай и в донных отложениях оз. Жамантуз, а также в речных и озерных водах свидетельствуют о наличии геохимического барьера, расположенного, вероятнее всего, на границе Казахского мелкосопочника и мезозой-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты [6].

- [1] *Магматические комплексы Казахстана: Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система* / Ред. М.А. Абдулкалирова. Алма-Ата: Наука, 1982. 236 с.
- [2] *Магматизм Северного Казахстана* / Ред. А.А. Абдулин. Алма-Ата: Наука, 1988. 168 с.
- [3] *Летников Ф.А.* Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 216 с.
- [4] *Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000. Лист N-43 (Омск). Объяснительная записка* / Ред. В.П. Казаринов, И.И. Краснов, П.А. Кукин, Т.И. Осылко, Н.Н. Ростовцев. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 265 с.
- [5] *Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Карагандинская. Лист N-43-XXV. Объяснительная записка* / Ред. Р.А. Борукаев. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 95 с.
- [6] *Карпов А.В., Владимиров А.Г., Гаськова О.Л., Мороз Е.Н.* Геохимические тенденции и главные факторы перераспределения урана в системе «урановые месторождения – подземный (речной) сток – соленое озеро» // Вопросы естествознания. 2018. № 2 (16). С. 48–52.



СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И УПРУГИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

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

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

Изменение формы или размеров геологического тела под каким-либо силовым воздействием приводит к его деформированию, которое из-за многофакторности и пространственной неоднородности разломно-блоковой среды в приближениях стохастической статистики литосферы обычно характеризуется деформированным состоянием объекта. Знание генезиса, структуры и динамики деформированного состояния континентальной литосферы является фундаментальным в понимании строения и эволюции верхней оболочки и рельефа Земли, генерации сейсмичности и сильных землетрясений. Косейсмическое и постсейсмическое сейсмодеформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) исследуется тектонофизическими, сейсмогеологическими и сейсмологическими методами [1–3 и др.]. С учетом использования при этом отдельных объектов и разных методик исследования на различных пространственно-временных и энергетических масштабах сейсмичности, разломных зон и физических моделей полученные результаты имеют в целом согласованный вид и дополняют друг друга.

Статистические оценки деформированного состояния литосферы БРЗ по радиусам и коэффициенту формы дислокации несут информацию о косейсмическом деформировании литосферы и состоянии среды, возникающем при реализации землетрясений [4, 5]. Проблема реконструкции деформированного состояния литосферы по данным очаговой сейсмологии упирается в задачу идентификации деформаций горных пород через динамические параметры очагов землетрясений. При решении этой проблемы имеются сложности, обусловленные тем, что физические законы упругости сплошной среды отличаются от законов пластичности, дислоцированности и разрушения неоднородной дискретной разломно-блоковой среды. Остаточные сейсмотектонические деформации, возникшие в результате землетрясений, являясь атрибутом и свойством такой среды, отличаются от упругих деформаций и требуют своих способов описания и идентификации. Так, разрывы при землетрясениях часто рассматриваются как приращения хрупких разломов, поскольку изменения в сдвиговых деформациях ассоциируются с отдельными разрывами длиной L_i и средними смещениями d_i в виде соотношений $10^{-4} > d_i/L_i > 10^{-5}$ [6], которые в принципе являются отражением упругих деформаций в очаге землетрясений в рамках теории последствий Г.Ф. Рида [7]. Однако с другой стороны, отношение окончательного смещения к общей длине разлома на связанных разломах в основном лежит в пределах $10^{-1} > d_i/L_i > 10^{-3}$, указывая на то, что литосфера и разломы за длительные интервалы времени являются сравнительно пластичными структурами со значительными накопленными напряжениями на крыльях разломов. В связи с этим при изучении деформированного состояния литосферы по данным очаговой сейсмологии следует дополнить принципы построения схем сейсмотектонических деформаций и развить методы идентификации деформированного состояния среды по данным о радиусах дислокаций, которые являются непосредственной мерой разрушения литосферы. В реальных условиях локальная неустойчивость среды проявляется в образовании разрыва-разлома, амплитуда смещения по которому d (метр) блока размером L (метр) обычно рассматривается как результат быстрого перемещения блока вдоль поверхности разлома относительно устойчивого блока или плиты. Согласно теории упругой отдачи [7], это смещение является следствием долговременного упругого деформирования блока литосферы, приведшего к изменению его формы и размеров, накоплению энергии упругого деформирования до уровня, превышающего удельную прочность горных пород на сдвиг, разрыву среды и смещению блока на величину d – реализации землетрясения с магнитудой (или энергией), пропорциональной величине d . В рамках теории упругой отдачи отношение d/L характеризует в первом приближении линейную упругую деформацию, приведшую к срыву блока и к землетрясению.

В рамках модели Д. Бруна [8] и имеющихся технологий для характеристики линейных упругих деформаций в очагах землетрясений и в литосфере мы вводим новый параметр ε [9], равный отношению $\varepsilon=D/2R$ и характеризующий упругую деформацию очагового блока литосферы, в результате которой произошло землетрясение. Параметр ε характеризует величину упругой деформации в очаге отдельного землетрясения и может быть применен для прогноза сильных сейсмических событий. При обработке для характеристики массивов данных вводится параметр b_ε – коэффициент пропорциональности логарифма упругих деформаций ε и энергетического класса K_p всех землетрясений, использованных в расчетах уравнения корреляции $\lg \varepsilon = b_\varepsilon K_p + c$. Также вводится параметр ε_{av} , который характеризует среднюю по пространственно-временной выборке упругую деформацию в очагах землетрясений одного энергетического класса. По данным о землетрясениях с $K_p \geq 8$ за 1968–1994 гг. определены упругие деформации в очагах землетрясений и получены уравнения корреляции логарифма средних упругих деформаций с K_p для БРЗ (1) и трех районов соответственно (2–4):

$$\lg \varepsilon \pm 0.20 = (-7.14 \pm 0.02) + (0.31 \pm 0.002)K_p, \rho = 0.60 \pm 0.004, n = 29040, \quad (1)$$

$$\lg \varepsilon \pm 0.23 = (-7.31 \pm 0.04) + (0.32 \pm 0.004)K_p, \rho = 0.65 \pm 0.006, n = 8371, \quad (2)$$

$$\lg \varepsilon \pm 0.20 = (-6.85 \pm 0.05) + (0.29 \pm 0.005)K_p, \rho = 0.59 \pm 0.009, n = 5310, \quad (3)$$

$$\lg \varepsilon \pm 0.18 = (-7.17 \pm 0.03) + (0.32 \pm 0.004)K_p, \rho = 0.59 \pm 0.006, n = 13365, \quad (4)$$

ρ и n – коэффициент корреляции и число толчков, использованных для вычисления уравнений парной линейной регрессии (1–4). Коэффициенты корреляции не очень высоки, что, вероятно, указывает на изменения во времени тренда упругих деформаций. Стандартные отклонения всех коэффициентов уравнений малы, что отражает использование в расчетах большого числа землетрясений. Графики для различных территорий расположены достаточно близко и характеризуют линейное возрастание логарифма упругих деформаций с ростом энергетического класса землетрясений. Так, различие в упругих деформациях, необходимых для реализации толчков с $K_p=8$ и $K_p=15$, достигает примерно двух порядков. Отсюда следует, что для реализации сильных землетрясений в литосфере должны быть сформированы более значительные деформации, что соответствует феноменологии подготовки сильных землетрясений и основным положениям модели упругой отдачи.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта № 20-55-44011 и проекта НИР (0346–2021–0004).

- [1] Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 142 с.
- [2] Шерман С.И. Избранные труды. Тектоника разломообразования и сопутствующих процессов в литосфере. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. 1476 с.
- [3] Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 225 с.
- [4] Ключевский А.В., Демьянович В.М. Сейсмодетектированное состояние земной коры Байкальского региона // ДАН. 2002. Т. 382. № 6. С. 816–820.
- [5] Ключевский А.В. Особенности современных геодинамических процессов в литосфере Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 2005. № 3. С. 23–37.
- [6] Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.
- [7] Reid H.F. The mechanics of the earthquake. California earthquake of April 18, 1906 // Rep. of the state investigation commiss. Carnegie Inst. of Washington. 1910. V. 2. P. 1–56.
- [8] Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1970. V. 75. P. 4997–5009.
- [9] Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А., Черных Е.Н. Патент на изобретение № 2639267. Способ определения упругих деформаций в очагах землетрясений.



ДЕВОН-РАННЕКАРБОНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ КАК ОТРАЖЕНИЕ «СОЗРЕВАНИЯ» СУБДУКЦИОННОЙ СИСТЕМЫ

А.М. Козловский¹, В.В. Ярмолюк¹, В.М. Саватенков²

¹ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Центрально-Азиатский складчатый пояс характеризуется значительной долей ювенильной континентальной коры, сформированной в неопротерозое – позднем палеозое в условиях океанических островных дуг, их аккреционных призм, задуговых бассейнов, океанических островов и плато. В южной части пояса система среднепалеозойских палеоокеанических островных дуг протягивается из Восточного Казахстана через Джунгарию в Южную Монголию на расстояние около 2600 км. Основным этапом роста ювенильной континентальной коры здесь пришелся на девон. Время аккреции девонских островных дуг к Алтайской окраине Сибири оценивается в интервале конец девона – ранняя пермь. В то же время в течение раннего карбона к югу от хребтов Алтая продолжался активный вулканизм. В зависимости от принимаемой модели аккреции этот вулканизм может интерпретироваться по-разному.

Девон-раннекарбонные вулканические процессы засвидетельствованы в Заалтайской Гоби. Девонские вулканические комплексы здесь представлены преимущественно базальтами, андезибазальтами и андезитами с подчиненным участием более сапидических пород. Они формировались преимущественно в подводных условиях. Эти породы умеренно деформированы и часто зеленокаменно изменены. В раннекарбонных вулканических сериях участвуют породы всего диапазона составов от известково-щелочных базальтов до риолитов с обилием пирокластических пород, что говорит об аэральных условиях извержений. Эти вулканические толщи слабо дислоцированы, они слагают или пологие моноклинали, или брахиформные складки. В связи с этим между девонскими и карбонными толщами отмечается угловое несогласие, хотя значительного временного перерыва в вулканизме не было. Как же изменились при этом составы вулканических пород?

Наиболее ярко девонские вулканические породы отличаются от раннекарбонных по содержанию кремнезема и магния, что фиксируется и петрографически. Среди девонских вулкаников доминируют составы с концентрацией SiO_2 от 49 до 61 мас. % и MgO от 7.6 до 1.9 мас. %. Напротив, концентрация SiO_2 в раннекарбонных вулканиках варьируется от 49.5 до 75.0 мас. %, а MgO от 6.5 до 0.1 мас. %. Микроэлементные характеристики базальтоидов девона и раннего карбона близки. Отношения, характеризующие типичный для субдукционных пород минимум Ta и Nb ((Th/Nb)_{pm} 1.2–7.8, (La/Nb)_{pm} 1.7–7.4), в девонских и раннекарбонных базальтоидах одинаковые. У раннекарбонных базальтоидов отмечается более крутой наклон спектров REE как в легкой, так и в тяжелой их части ((La/Yb)_{ch} 2.7–9.8 против 0.9–5.8 в девонских лавах). Также отмечается большой диапазон вариаций отношений микроэлементов с участием Ba (Ba/Nb, Ba/La, Ba/Th) в девонских мафических лавах. Раннекарбонные лавы при этом согласуются с более низкой группой значений.

Изотопный состав Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$) всех пород девонских и раннекарбонных вулканических серий близок – от +5.7 до +7.8. Лишь отдельные кислые раннекарбонные вулканики чуть опускаются до +4.9.

Таким образом, сравнение геохимических характеристик девонских и раннекарбонных вулкаников Заалтайской Гоби говорит, с одной стороны, о единстве их надсубдукционного мантийного источника без поступления дополнительного материала в раннем карбоне. С другой стороны, раннекарбонные мафические лавы формировались при сравнительно более низкой степени плавления и меньшем привносе флюидомобильных компонентов, вероятно, за счет более глубокой магмогенерации. Однако наиболее важные различия кроются в характере эволюции магм: в девоне эволюция мантийных расплавов практически ограничивалась андезитами, тогда как

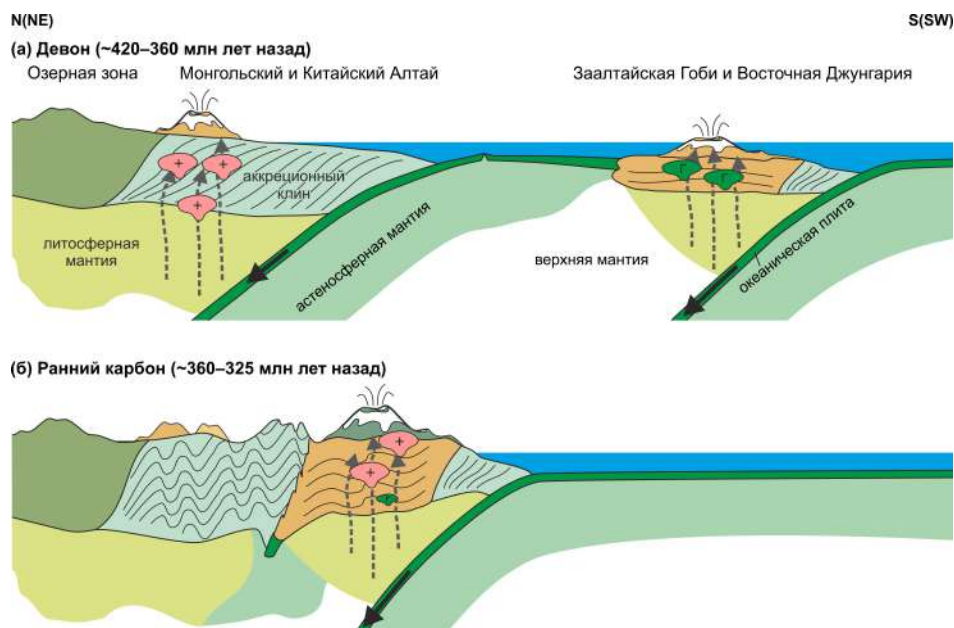


Схема геодинамической эволюции Заалтайской Гоби, Алтайской окраины Сибири и примыкающих территорий в девоне – раннем карбоне.

в раннем карбоне доходила до риолитов, т.е. девонский ювенильный островодужный вулканизм в раннем карбоне сменился более зрелым. Вероятно, это стало возможно благодаря увеличению мощности континентальной коры Заалтайской Гоби к раннему карбону. Такое «созревание» вулканизма Заалтайской Гоби в девоне – раннем карбоне согласуется с моделью аккреции девонской островной дуги к Алтайской окраине Сибири в конце девона (рисунок) и продолжающейся в раннем карбоне субдукции под аккретированную дугу, т.е. превращенную в активную континентальную окраину Сибирского континента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00434, 20-55-44001).



ОТКРЫТИЕ ЭДИАКАРСКОЙ БИОТЫ В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ВЕНДА ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

А.В. Колесников¹, С.В. Рудько¹, А.А. Римский^{1,2}

¹ Москва, Геологический институт РАН, kolesnikov@ginras.ru

² Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

С 2020 г. нами начат объемный цикл исследований вендских отложений в разрезе Патомского бассейна юга Средней Сибири, который, по всеобщему заключению, является одним из наиболее полных и представительных разрезов. Первые результаты исследований показали, что отложения этого возраста включают разнообразные ассоциации эдиакарской макробиоты, которые представляют важнейшие стратиграфические маркеры этого этапа геологической истории.

На протяжении длительного времени эдиакарская биота по ряду причин находится в фокусе особого внимания у исследователей всего мира. В первую очередь, эдиакарская биота известна нам благодаря экстраординарной сохранности в виде отпечатков и слепков. Во-вторых, данная биота представляет собой разнородные ассоциации ископаемых остатков макроскопических организмов, установить положение которых на филогенетическом древе до сих пор проблематично, что является предметом острых дискуссий в мировом научном сообществе. В-третьих, повышенный интерес вызывает внезапное исчезновение мягкотелой макробиоты из ископаемой летописи в конце эдиакария. Это событие предшествует крупнейшему в истории биосферы взрывообразному увеличению биоразнообразия и усложнению экологической структуры в начале кембрийского периода. С внезапным исчезновением главных представителей эдиакарской биоты – дикинсониеморфных, трибрахиоморфных и билатераломорфных организмов – связывают процесс, более известный как «котлинский биогеоценотический кризис». Данное событие, длящееся по разным оценкам в продолжительном интервале от 560 до 550 млн лет, затронуло главным образом обстановки верхней сублиторали и привело к исчезновению практически всех известных сообществ макроскопических мягкотелых организмов эдиакарского типа [1]. Данный интервал в геологической истории является одним из наиболее спорных с точки зрения причин, которые вызвали этот кризис, и поэтому привлекает наибольшее пристальное внимание исследователей.

Серия интригующих находок была сделана в августе 2020 г. в слоях верхней части ченченской свиты, базальных отложениях жербинской свиты верхнего венда, а также в слоях нижней части нохтуйской свиты, содержащих кембрийскую мелкораквинную фауну зоны *Nocho-roicyathus sunnaginicus* [2]. Предварительный анализ форм ископаемых остатков показал, что ченченская ассоциация характеризуется многочисленными остатками слепков органов прикрепления и деформированными перьевидными отпечатками, относящимися к авалонской ассоциации эдиакарских организмов, характерными условиями обитания которых являлись низкоэнергетические обстановки внутреннего шельфа. Жербинская ассоциация характеризуется многочисленными остатками организмов группы петалонам, сохранившихся в виде объемных слепков в толще песчаников, что интерпретируется исследователями как прижизненное захоронение эндобентосных организмов, которые обитали неподвижно, будучи целиком погруженными в толщу осадка; данная ассоциация остатков относится к эдиакарской биоте намского типа. Нохтуйский комплекс палеонтологических остатков характеризуется многочисленными отпечатками и объемными слепками трибрахиоморфных (трирадиально-симметричные формы), рангееморфных, билатераломорфных, фрндоморфных и арумбериоморфных организмов, относящихся к ассоциации эдиакарского типа.

В ходе полевых работ в августе 2021 г. нам удалось повторить предыдущие находки и обнаружить новые, ранее не известные формы макроскопической жизни для эдиакарского (вендского) периода. Особый интерес вызывает нахождение остатков эдиакарских организмов в нижнем кембрии Патомского нагорья выше уровня первого появления мелкораквинных

остатков *Aldanella attleborensis*, по которым в настоящее время предлагается проводить нижнюю границу кембрия Сибирской платформы [3]. В настоящее время это единственный задокументированный случай нахождения эдиакарских организмов вне рамок эдиакарской или вендской системы, что, несомненно, требует комплексного и детального изучения. Примечательно то, что обнаруженная ассоциация организмов в жербинской свите занимает положение сразу над «событием Shuram» в патомском разрезе, в то время как остатки из нохтуйской свиты уже приурочены к нижнему кембрию. Данный факт ставит под сомнение гипотезу о вымирании эдиакарской биоты за 10 млн лет до начала кембрийского периода (на уровне ~550 млн лет) и провоцирует пересмотр концепции эволюции Metazoa на ранних этапах развития биосферы.

Исследования проведены при поддержке РФФ (проект № 20-77-10066) и РФФИ (проект № 19-05-00155).

- [1] Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др. Венд Байкало-Патомского нагорья // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 465–484.
- [2] Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // Journal of Paleontology. 2014. V. 88. P. 269–283.
- [3] Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B., Markov G.E., Nagovitsin K.E., Sarsembaev Z., Peek S., Cui H., Kaufman A.J. Quo vadis, Tommotian? // Geological Magazine. 2019. V. 157. P. 22–34.



ВОЗМОЖНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИМПАКТНОЙ ГРАНИЦЫ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЯКУТИИ: КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДАМИ ЛАЗЕРНОЙ ДИФРАКЦИИ, РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА И СКАНИРУЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

А.В. Комарова^{1,2}, Г.В. Пашкова¹, А.В. Иванов¹, В.А. Пеллинен¹,
В.М. Чубаров³, О.Ю. Белозерова³, А.А. Галанин⁴

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

² Иркутск, Иркутский государственный университет

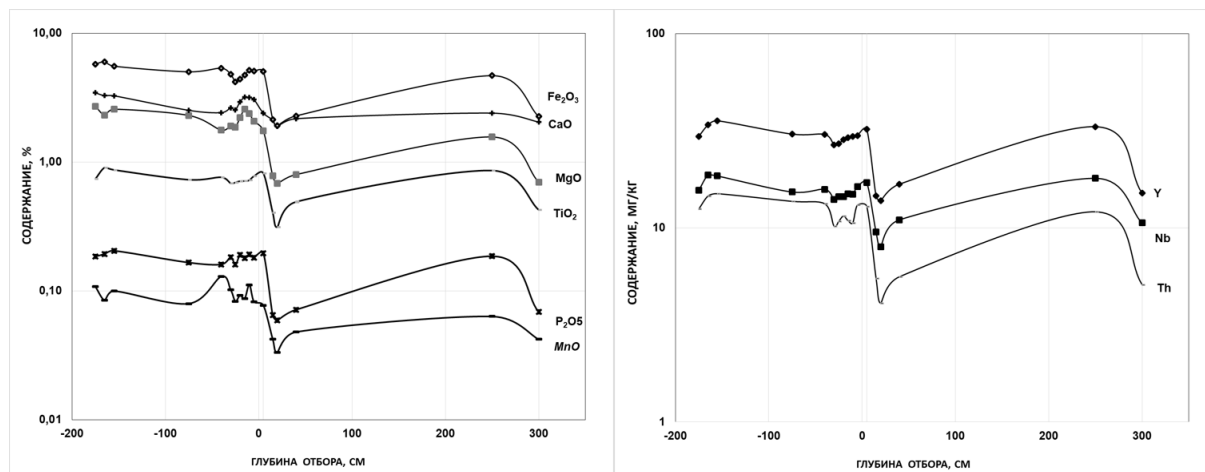
³ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

⁴ Якутск, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

В настоящее время гипотеза глобальной импактной катастрофы на рубеже неоплейстоцена и голоцена получает все больше подтверждений и становится ключевой палеогеографической концепцией [1–3]. Гипотеза заключается в том, что глобальная катастрофа вызвана падением крупного космического тела (предположительно кометы) на территории Северной Америки в пределах восточной части Лаврентийского ледникового щита 12.8 тыс. лет назад. Это привело к необратимым последствиям в виде климатических изменений, миграции животных, сдвигов климатических и растительных зон [1]. Прямым доказательством глобального характера данной катастрофы являются установленные во множестве разрезов Северной и Южной Америки и в Западной Евразии пограничные слои позднего дриаса (ПД), содержащие маркеры импактного события. При исследовании осадочных разрезов для поиска прямых и косвенных маркеров импактного слоя, как правило, используется комплекс методов: проводится опробование предполагаемых интервалов события ПД для обнаружения сферул, аномалий платиноидов, изучается гранулометрический, спорово-пыльцевой, элементный и минералогический состав. Однако на обширной территории востока Евразии такие исследования не проводились.

Цель данной работы – комплексное исследование проб осадочных разрезов Якутии, пересекающих границу ПД для выявления возможных импактных маркеров с использованием методов лазерной дифракции, волнодисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Объектом исследования являлись образцы разреза Харыялах, расположенного в бассейне среднего течения р. Лены, вблизи устья р. Алдан. Для проведения геохимических исследований в ИЗК СО РАН было отобрано 49 образцов из трех расчисток 482, 485 и 487, находящихся на расстоянии 150–200 м друг от друга. При выполнении пробоотбора кровля темного и хорошо выдержанного (на протяжении 1 км) горизонта, являющегося границей между аллердом и ПД, была принята за нулевую отметку (0). Маркировка образцов выполнена от нуля вверх (знак +) и от нуля вниз (знак –). Отбор выполнялся со сгущением вблизи нулевой отметки. Перед проведением экспериментов с помощью неодимового магнита проведено разделение полученных образцов на две фракции: магнитную и немагнитную. В результате аналитических исследований получены данные по распределению средних размеров частиц в образцах немагнитной фракции, содержанию порообразующих оксидов в обеих фракциях, содержанию микроэлементов в немагнитной фракции, минеральному составу магнитной фракции.

Для образцов немагнитной фракции кумулятивные кривые гранулометрического анализа, полученные с помощью лазерного дифракционного анализатора размеров частиц ANALYSETTE 22 NanoTec (Fritch, Германия), показали, что для расчистки 485 характерна монопикальность «+» и «–» отобранных образцов относительно условной границы ПД. Распределение размера частиц для низов разреза свидетельствует об осадконакоплении в водной среде, а для верхов разреза выше границы ПД – об эоловом накоплении частиц. Для расчисток 482 и 487 такое распределение не наблюдалось. Аналогичный вывод был сделан на основе приближенно-количественного



Распределение содержаний элементов по глубине расчистки 485.

РФА, который показал, что резкая граница ПД наблюдается только в расчистке 485, поэтому было принято решение исследовать его более детально.

Для количественного определения породообразующих оксидов методом РФА с использованием спектрометра S8 Tiger (Bruker GmbH, Германия) в образцах немагнитной фракции использовали сплавление с боратами лития, для определения представлены зависимости содержания ряда элементов от глубины расчистки, в районе микроэлементов – прессование на подложке из борной кислоты. На рисунке предполагаемой границы ПД наблюдается резкое снижение концентраций MgO, P₂O₅, CaO, TiO₂, MnO, Fe₂O₃, Zr, Y, Th, Nb.

Исследование магнитной фракции, выполненное методом СЭМ с помощью микроскопа Tescan MIRA 3 LMN (Tescan, Чехия), показало, что в районе условной границы ПД (0...+5 см) фиксируется резкое снижение количества магнетита в магнитной фракции.

Таким образом, предложенный комплекс взаимодополняющих методов для изучения магнитной и немагнитной фракции позднеплейстоценовых рыхлых отложений подтвердил наличие резкой границы ПД в одной из изучаемых расчисток и ее перспективность для поиска следов импактного события.

Работа выполнена с использованием оборудования центров коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН и «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Пробы на исследования отобраны по проекту РНФ 21-17-00054.

- [1] Pino M., Abarzúa A.M., Astorga G., Martel-Cea A., Cossio-Montecinos N., Navarro R.X., Lira M.P., Labarca R., LeCompte M.A., Adedeji V., Moore C.R., Bunch T.E., Mooney C., Wolbach W.S., West A., Kennett J.P. Sedimentary record from Patagonia, southern Chile supports cosmic-impact triggering of biomass burning, climate change, and megafaunal extinctions at 12.8 ka // Scientific Reports. 2019. V. 9. 4413. doi:10.1038/s41598-018-38089-y.
- [2] Wolbach W.S., Ballard J.P., Mayewski P.A., Adedeji V., Bunch T.E., Firestone R.B., French T.A., Howard G.A., Israde-Alcántara I., Johnson J.R. Extraordinary biomass-burning episode and impact winter triggered by the Younger Dryas cosmic impact <12.800 years ago. 1. Ice cores and glaciers // Journal of Geology. V. 126. P. 165–184.
- [3] Kennett J.P., Kennett D.J., LeCompte M.A., West A. Potential consequences of the YDB cosmic impact at 12.8 kya: Climate, humans, and megafauna // Early human life on the southeastern coastal plain. University Press of Florida, 2018. P. 175–192.



ОБОБЩЕННАЯ ПЕТРОМАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ КОРЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

К.М. Константинов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2konstant@mail.ru

Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Сибирская школа геонаук

Идея уточнения траектории кажущейся миграции полюса Сибирской платформы по датированным кимберлитовым телам Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) достаточно заманчивая, поскольку они являются одними из наиболее изученных, в геохронологическом отношении, объектами [1]. Одновременно с этим из-за эксплозивного генезиса становления тел («трубки взрыва») и широкого развития наложенных геологических процессов сибирские кимберлиты представляются достаточно сложными объектами палеомагнитного изучения. Как показывают проведенные работы [2, 3], векторы естественной остаточной намагниченности (ЕОН) кимберлитов характеризуются большой дисперсией, поскольку главным образом могут быть обусловлены:

1) цементирующей массой, в которой образуется первичная ЕОН $\mathbf{In}^0$ термоостаточной, химической и/или ориентационной (кратерная фация диатремы) природы, характеризующая направление геомагнитного поля времени и места (палеогеографическое положение объекта исследований) формирования кимберлитовой трубки (в случае однофазного процесса кимберлитовнедрения);

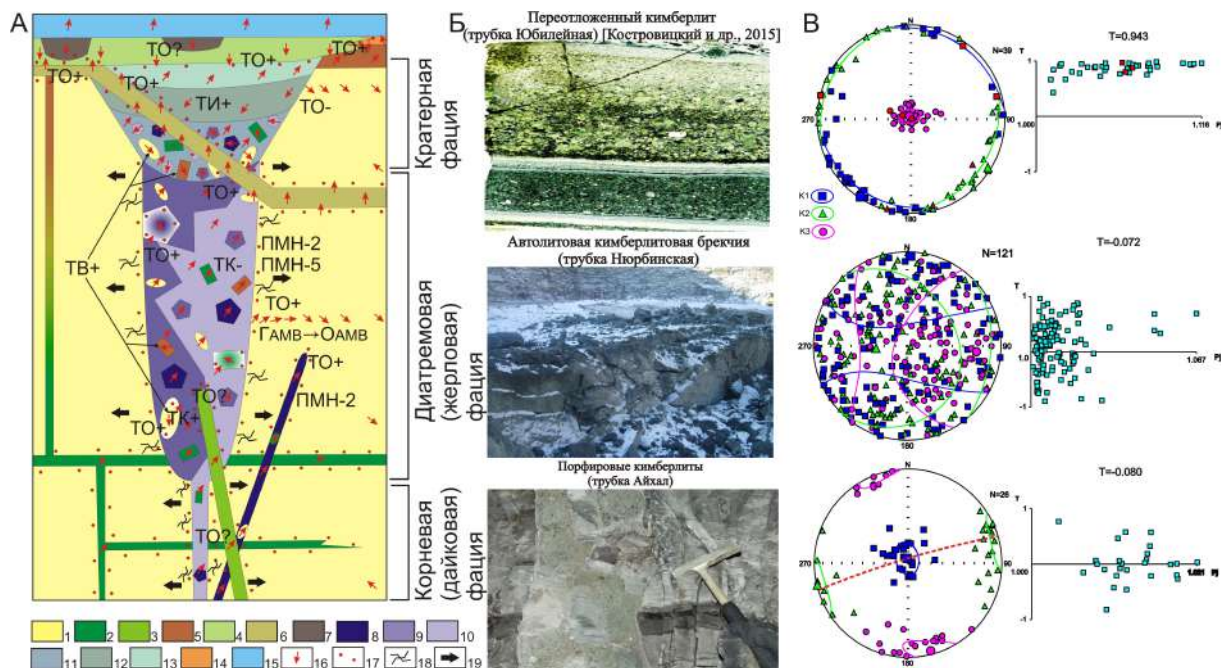
2) ксенолитами, способными в зависимости от размеров и степени прогрева со стороны кимберлитовой магмы нести как собственную $\mathbf{In}^0$ первичной природы, так и метакхронную ЕОН $\mathbf{In}^m$, образовавшуюся под действием более поздних физико-геологических процессов (в том числе внедрения кимберлитовой магмы). Наличие ксеногенного материала в цементирующей массе благоприятно для постановки полевых тестов: обжига, ксенолитов (коровые или мантийные) и складки (при наличии крупногабаритных блоков слоистых горных пород – «плавающие рифы»);

3) механическим перемещением отдельных блоков кимберлитов ранних фаз внедрения (отторженцы) в результате натиска со стороны поздних магматических тел (фаз кимберлитов, силлов и даек долеритов), способных исказить (развернуть) первичные $\mathbf{In}^0$;

4) наложенными постмагматическими (региональный метаморфизм, кимберлиты и траппы поздних фаз внедрения, гипергенез и т.п.) процессами, способными полностью или частично разрушить ранее (в том числе первичные $\mathbf{In}^0$) сформировавшиеся векторы ЕОН кимберлитов и ксенолитов, а также создать собственные метакхронные $\mathbf{In}^m$ компоненты. Наличие векторов $\mathbf{In}^m$ дополняет историю геологического развития кимберлитовых тел.

Кроме того, на достаточно сложную магнитометрическую картину распределения компонент векторов ЕОН в петромагнитных структурно-вещественных комплексах (ПСВК) коренных месторождений алмазов накладывается эффект присутствия вязкой остаточной намагниченности $\mathbf{In}^v$, которая в той или иной степени существует благодаря продолжительному воздействию на них геомагнитного поля. Для разделения полученных компонент ЕОН горных пород существуют магнитные чистки: размагничивание температурой (Т-чистка) и переменным магнитным полем (Н-чистка). Однако по результатам чисток можно судить лишь о вероятной разновременности выделенных характеристических компонент ЕОН $\mathbf{In}^{ch}$ (если направления компонент статистически различаются), но не об их природе и, тем более, о времени их образования. Нужна дополнительная информация.

Таким образом, при отсутствии веских доказательств палеомагнитной надежности, уверенно отнести выделенные векторы $\mathbf{In}^{ch}$ кимберлитов к «первичной» $\mathbf{In}^0$ (синхронной со становлением кимберлитов и в то же время ненарушенной) или «метакхронной» $\mathbf{In}^m$ (измененной за



Обобщенная петромагнитная модель коренного месторождения алмазов ЯКП [7]. А и Б – схематическое сечение кимберлитовой магматической системы и фации кимберлитов с учетом материалов [4–6] с дополнениями авторов. В – изменение анизотропии магнитной восприимчивости (AMS [8]) кимберлитовой трубки с глубиной и соответствующие кимберлитовым фациям стереограммы и графики распределения параметров AMS. Палеомагнитные тесты: инверсии (ТИ), выравнивания/складки (ТВ), обжига/контакта (ТО) и ксенолитов/галеков (ТК). «+»/«-»/«?» – тест положительный/отрицательный/неопределенный. Параметры AMS: K1/K2/K3 – длинная/средняя/короткая ось эллипса AMS, Pj – уточненная степень анизотропии, T – образ формы. Красная пунктирная линия на стереограмме – плоскость магнитного расслоения эллипса AMS. Условные обозначения: 1 – вмещающие породы осадочного чехла Сибирской платформы ПСВК-1; 2–7 – базиты: 2 и 3 – дорудные ПСВК-2 (2 – интрузивные, 3 – вулканогенно-осадочные); 4–7 – пострудные (4 – среднепалеозойские ПСВК-4, 5 и 7 – раннемезозойские ПСВК-5; 5 и 6 – интрузивные, соответственно прямо и отрицательно намагниченные, 7 – вулканогенно-осадочные); 8–13 – кимберлиты ПСВК-3: 8–10 – интрузивные, соответственно ранней, промежуточной и поздней фазы внедрения, 11–13 – эксплозивно-осадочные, соответственно крупно-, средне- и мелкозернистые; 14 и 15 – перекрывающие породы осадочного чехла Сибирской платформы ПСВК-6; 16 – вектор ЕОН; 17 – зона обжига; 18 – зоны тектонического меланжа (дробления); 19 – направление стресса.

счет присутствия ксенолитов/плавающих рифов, процессов обжига и/или механического сдвига) природе практически невозможно.

Как известно, коренные месторождения алмазов несут общие черты интрузивных и осадочных образований (рисунок) [4–6], поэтому на первый взгляд кажется, что для оценки палеомагнитной надежности характеристических векторов ЕОН кимберлитов применимы все известные в палеомагнетизме признаки. Но на практике это совсем не так, поскольку геолого-геофизические условия формирования месторождений алмазов разных полей ЯКП могут существенно отличаться, а следовательно, не исключен отказ некоторых из них. Для оценки палеомагнитной надежности кимберлитов разработана обобщенная петромагнитная модель (ОПММ) коренного месторождения алмазов ЯКП (рисунок), на основе которой оценена информативность геолого-геофизических признаков.

Согласно ОПММ, основными критериями палеомагнитной надежности являются ТК и ТО в комплексе с магнито-минералогическими исследованиями по диагностике минералов-носителей намагниченности (МНН), которые включают изучение AMS, гистерезисных параметров (намагниченности насыщения: M_{rs} и M_s , коэрцитивных сил: H_{cr} и H_c), точек Кюри, ассоциации МНН кимберлитов, химического состава и строения МНН и пр. Вероятнее всего, внедрение среднепалеозойских кимберлитов и базитов происходило в относительно короткий промежуток времени – первые миллионы лет. По крайней мере, все изученные кимберлиты имеют отрицательные векторы характеристической ЕОН.

На основе геолого-геофизических признаков проведена разбраковка виртуальных геомагнитных полюсов месторождений алмазов ЯКП на синхронные, метасинхронные и сложной

природы. Первые совместно с базитами Вилюйско-Мархинской зоны разломов, $N=42$, объединены в палеомагнитный полюс с координатами: $F=4.7^\circ$, $L=125.2^\circ$, $dm/dp=6.3/9.7^\circ$, который заметно отклонен к западу от ранее опубликованного [3]. Вторые, вероятнее всего, связаны с перемещением при внедрении базитов Тунгусской синеклизы. Для последних характерен существенный разброс координат на геосфере, который может объясняться многофазным строением месторождений, экскурсами магнитных полюсов Земли и др.

- [1] Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.
- [2] Константинов К.М. Магнетизм кимберлитов и траппов зоны сочленения Вилюйской и Тунгусской синеклиз Сибирской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Иркутский государственный университет, 2014. 34 с.
- [3] Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 148. P. 1–33.
- [4] Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А., Фон-дер-Флаасс Г.С., Суворова Л.Ф., Богущ И.Н. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: ООО «МГТ», 2015. 480 с.
- [5] Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.
- [6] Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York: Plenum Press, 1986. 442 p.
- [7] Константинов К.М., Хороших М.С. Анизотропия магнитной восприимчивости кимберлитов // Проблемы геокосмоса: Материалы 12-й международной школы-конференции (8–12 октября 2018 г., г. Санкт-Петербург, Петергоф). СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 140–145.
- [8] Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman&Hall, 1993. 217 p.



НЕОДНОРОДНОСТЬ СОСТАВА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД СИБИРСКИМ КРАТОНОМ

С.И. Костровицкий^{1,2}, Д.А. Яковлев¹, И.С. Ащепков³

¹ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, serkost@igc.irk.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

³ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Неоднородность состава субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) под Сибирским кратоном является общепризнанным фактом, особенности которого обсуждались многими геологами [1–5]. Наиболее значительным в информационном отношении явилось исследование [3], проведенное на представительном материале, – был изучен состав минералов из концентратов кимберлитов (4100 гранатов и 260 хромитов из 65 кимберлитовых трубок). Авторы оценили положение палеогеотермы, Р–Т параметры кристаллизации пород мантии под разными кимберлитовыми полями, описали процессы, которые привели к формированию неоднородности SCLM. Тем не менее ряд особенностей неоднородности SCLM, крайне важных при интерпретации разных составов кимберлитовых пород, остался неизвестным.

Мы изучили неоднородности состава SCLM под Сибирским кратоном, используя представительные коллекции гранатов (более 13000 зерен из 15 полей Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), отобранных из тяжелой фракции кимберлитов), а также литературные и собственные данные по составу гранатов из мантийных ксенолитов из трубок Верхнемунского и северных полей, прилегающих к Анабарскому щиту, и отдельно – из трубок Удачной, Обнаженной. В отличие от исследования [3], в котором одним из основных критериев было принято содержание Cr_2O_3 в гранатах, мы сосредоточили внимание на других параметрах – значении $\text{Mg\#}$ и содержании TiO_2 в гранатах. Если параметр $\text{Mg\#}$ служит критерием степени истощенности мантийных пород, то содержание TiO_2 является параметром, наиболее чутко отражающим метасоматический эффект преобразования пород литосферной мантии. По содержанию TiO_2 мы разделили полученные аналитические данные каждого поля на две группы – высоко- Ti (≥ 0.25 мас. % TiO_2) и низко- Ti (< 0.25 мас. % TiO_2). Далее, имея в виду существенные различия по составу кимберлитов, по уровню алмазности из южных и северных полей ЯКП [6], мы сосредоточили внимание на выявлении различий в составах гранатов из этих двух групп полей. Три северных поля – Чомурдахское, Огонер-Юряхское и Толуопское – образовали третью группу полей ЯКП, как отличающуюся аномально высоким содержанием TiO_2 в гранатах.

Установлено, что гранаты из пород литосферной мантии под южными алмазными полями являются более высоко- Mg и гораздо более высоко- Ti , чем из доминирующего большинства северных полей Якутской провинции. Исключением являются три северных поля – Чомурдахское, Огонер-Юряхское и Толуопское, трубки из которых содержат аномально высокое содержание высоко- Ti гранатов и характеризуются относительно низкой магниальностью. Значение $\text{Mg\#}$ в гранатах из этих полей варьируется в интервале 76.9–78.0, в то время как для большинства северных полей оно составляет 78.6–81.8, а для южных полей – 80.1–82.2 (табл. 1). Доминирующая часть анализов (80–95 %) из трех полей показывает высокое содержание граната с содержанием $\text{TiO}_2 > 0.4$ мас. %, что указывает на уникальность данной характеристики для этих полей (во всех других полях ЯКП содержание TiO_2 в гранатах доминирует как равное < 0.2 мас. % TiO_2).

Анализ данных по составу гранатов из мантийных ксенолитов (табл. 2) подтверждает выводы, полученные для гранатов из тяжелой фракции минералов кимберлитов. Так, более высоко- Ti состав гранатов из ксенолитов характерен для Верхнемунского поля и трубки Удачной (южные поля) по сравнению с гранатами из ксенолитов северных полей Прианабарья и из трубки Обнаженной. Различия по значению $\text{Mg\#}$, содержанию кноррингитового минала в гранатах из ксенолитов для северных и южных полей оказались более контрастными, чем для гранатов из тяжелой фракции кимберлитов.

Т а б л и ц а 1. Средний состав гранатов из тяжелой фракции трубок трех групп

Кимберлитовое поле	Число анализов	Mg#	TiO ₂ мас. %	Cr ₂ O ₃ мас. %	Рут, в %	Alm, в %	Кног, в %
Южные поля	8199	81.58	0.36	4.54	67.51	15.97	3.37
Северные поля	3880	80.20	0.17	3.66	67.70	17.01	1.25
Поля с высоко-Ti гранатом	970	77.74	0.68	1.58	67.61	19.49	0.54

Т а б л и ц а 2. Средний состав гранатов из мантийных ксенолитов

Поле, трубка	Число анализов	Mg#	TiO ₂ мас. %	Cr ₂ O ₃ мас. %	Рут, в %	Кног, в %
Верхнемунское поле	48	84.2	0.32	5.19	68.4	7.81
Трубка Удачная	152	81.0	0.33	4.64	65.4	5.4
Трубка Обнаженная	76	78.4	0.18	1.43	67.9	0.01
Поля Анабара	39	79.9	0.11	3.97	66.5	1.60

Предполагается, что основным источником высоко-Ti гранатов в южных полях ЯКП послужили деформированные лерцолиты и мегакристная ассоциация минералов. По уровню истощенности породы литосферной мантии под северными полями лишь незначительно уступают южным полям (среднее значение показателя истощенности – значение Mg# составляет 80.3 и 81.3 соответственно). Судя по литературным источникам, в которых дано описание мантийных ксенолитов, и собственным наблюдениям, кимберлиты из северных полей не содержат или содержат чрезвычайно низкий объем деформированных пород мантии. Исключением, возможно, являются три поля – Чомурдахское, Огонер-Юряхское и Толуопское, в трубках из которых доминирует высоко-Ti гранат.

Высоко-Ti гранаты из Чомурдахского, Огонер-Юряхского и Толуопского полей демонстрируют нормальное магматическое распределение РЗЭ (последовательное увеличение нормированных содержаний от La до Yb), что подтверждает вывод об астеносферном источнике магмометасоматического преобразования пород литосферной мантии под этими полями.

Обращает на себя внимание практическое сходство среднего содержания пиропового минерала в гранатах южных и северных полей ЯКП, что свидетельствует о близости уровня истощенности пород литосферной мантии под ними (судя по значениям Mg# для гранатов из тяжелой фракции уровень истощенности пород под южными полями чуть выше, чем под северными (см. табл. 1).

Проведенное изучение состава гранатов ставит под сомнение вывод ряда исследователей о том, что различия по составу пород литосферной мантии, которые ассимилировались кимберлитовым расплавом, являются основным фактором разного состава кимберлитов [6]. Наиболее контрастное региональное различие в составах кимберлитов из южных и северных полей заключается в более высоком содержании TiO₂ в последних. Между тем, как показали наши исследования, породы литосферной мантии под большинством северных полей (за исключением трех полей – Чомурдахского, Огонер-Юряхского и Толуопского) по содержанию TiO₂ явно уступают южным полям (см. табл. 1). Этот факт противоречит выводу исследователей [6], поэтому следует признать, что существует иная причина различия в составе кимберлитов северных и южных полей. Мы полагаем, что такой причиной является утоненная мощность литосферной мантии под северными полями. Мощность литосферной мантии в краевой части Сибирского кратона, где получили развитие северные поля ЯКП, составляет 150–180 км, что значительно меньше, чем под южными алмазоносными полями (190–240 км) [3]. Это существенное различие обусловило более высокую магмометасоматическую активность астеносферы (которая характеризуется относительно высоко-Ti, высоко-Fe составом), благодаря которой здесь сформированы высоко-Ti кимберлиты, высоко-Ti щелочные базальты и щелочно-карбонатитовые массивы (Маймеч-Котуйский, Томторский, Мальджангарский).

Авторы выражают благодарность геологическому руководству АК «АЛРОСА» за всемерную поддержку в организации полевых работ, за финансовую помощь, Л.Ф. Суворовой и А.С. Иванову – за выполнение анализов. Исследования проведены в рамках выполнения госзадания по проекту № 0284-2021-0006.

- [1] *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.
- [2] *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брандт С.Б.* Кимберлиты и родственные им породы: вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1994. 256 с.
- [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.
- [4] *Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladyskin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., et al.* Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // *Tectonophysics*. 2010. V. 485. P. 17–41.
- [5] *Ashchepkov I.V., Ivanov A.S., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A., Babushkina S.A., Vladyskin N.V., Tychkov N.S., Medvedev N.S.* Mantle terranes of the Siberian craton: their interaction with plume melts based on thermobarometry and geochemistry of mantle xenocrysts // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10. № 2. P. 197–245.
- [6] *Pearson D.G., Woodhead J., Janney P.E.* Kimberlites as Geochemical Probes of Earth's Mantle // *Elements*. 2019. V. 15. № 6. P. 387–392.



ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: СТАДИИ, МАСШТАБЫ, ИСТОЧНИКИ

П.Д. Котлер^{1,2,3}, С.В. Хромых^{1,2}, Д.В. Семенова^{1,3}, М.Л. Куйбида²,
Н.Н. Крук², А.В. Куликова^{1,3}

¹ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
pkotler@yandex.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

³ Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Полигоном проведенных исследований является часть Обь-Зайсанской складчатой системы, которая в последние годы обозначена как Алтайская аккреционно-коллизонная система герцинид. Она была сформирована в позднем палеозое (карбон – пермь) при столкновении Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [1]. В результате аккреционно-коллизонных процессов на сравнительно небольшой территории оказались совмещены несколько разнотипных террейнов (структурно-формационных зон) разной геодинамической природы: 1) Жарма-Саурская зона, сложенная средне- и позднепалеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами, сформированными на Казахстанской активной окраине при субдукции океанической литосферы Обь-Зайсанского океана; 2) Чарская зона, представляющая собой реликты Обь-Зайсанского океанического бассейна с ювенильной корой, перекрытой маломощными осадочными толщами; 3) Калба-Нарымская зона, которая формировалась в девоне как окраинно-морской бассейн в режиме пассивной окраины после прекращения субдукции под Рудно-Алтайскую окраину Сибирского континента и выполнена мощными толщами терригенных осадков.

На данный момент в пределах изучаемой территории выделяются следующие этапы эндогенной активности [2]: **раннекаменноугольный**, связанный с отрывом слэба под окраиной Казахстанского континента, в результате чего сформировались габбро-гранитные массивы саурской серии, плагиогранитоиды бугазского комплекса в южной части Жарма-Саурской зоны, а также ряд ряд небольших массивов плагиогранитов в Чарской зоне; **среднепозднекаменноугольный**, отражающий коллапс орогенного сооружения, на котором были сформированы ряд вулканоплутонических структур на всей рассматриваемой территории и несколько относительно не больших массивов гранитоидов М- и I-типа в Калба-Нарымской зоне; **раннепермский этап**, наиболее масштабный, связанный с активностью Таримского плюма; в начале этого этапа происходило формирование основных объемов Калбинского и Жарминского батолитов, сложенных гранитоидами I- и S-типа, а на завершении этапа происходило внедрение крупных интрузивов А1- и А2-типа; **раннетриасовый**, ассоциирующийся с активностью Сибирского плюма; на данный момент петрология и масштабы этого этапа практически не изучены, достоверно известно, что в это время были сформированы крупная Семейтаусская вулканоплутоническая структура и массив Дельбегетей в Чарской зоне. Была определена геохимическая специфика выплавов на каждом из рассматриваемых этапов магматизма. Как показали исследования [3], на рассматриваемой территории распространены гранитоиды всех геохимических типов – плагиогранитоиды М-типа, крупные батолитовые интрузии S-I-типа, монзонит-сиенит-лейкогранитные интрузии А2-типа и небольшие массивы лейкогранитов А1-типа. При этом зачастую только редкоэлементный и изотопно-геохимический состав позволяет достоверно провести разделение гранитоидов на комплексы и фазы.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют, что в пределах рассматриваемых тектонических зон происходило многоэтапное переплавление различных протолитов, что могло привести к формированию как разновозрастных гранитоидов схожего состава, так и субсинхронных гранитоидов, значительно различающихся по своему составу. А сопоставление магматизма, который в данный момент интерпретируется как результат воздействия двух различных плюмов (Таримского в ранней перми и Сибирского в раннем триасе), следует рассматривать

как отдельную актуальную задачу для будущих исследований. Для уточнения масштабов и длительности различных этапов эндогенной активности необходимо проведение широкомасштабного U-Pb изотопного датирования интрузивных массивов и вулканических структур в сочетании с изотопно-геохимическими исследованиями.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН при поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 20-35-70076 и № 20-05-00346 и Министерства образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220.

- [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.* Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Восточный Казахстан): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 42 с.
- [3] *Kotler P.D., Khromykh S.V., Kruk N.N., Sun M., Li P., Khubanov V.B., Semenova D.V., Vladimirov A.G.* Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U–Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // Lithos. 2021. V. 388–389. 106056.



РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ Sm-Nd-ИССЛЕДОВАНИЙ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ)

А.Б. Котов¹, Т.М. Сквитина², В.П. Ковач¹, С.Д. Великославинский¹,
И.Н. Бучнев¹, Е.В. Адамская², В.А. Горовой²

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit@crust.irk.ru

Проведенные ранее Sm-Nd-изотопно-геохимические исследования кайнозойских песчаных отложений Токкинской и Чарской впадин восточного фланга Байкальской рифтовой зоны [1], расположенных в пределах Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, показали, что такой подход является весьма эффективным для получения дополнительной информации о главных этапах формирования крупных сегментов докембрийской континентальной коры. В сообщении обсуждаются результаты Sm-Nd-изотопно-геохимических исследований кайнозойских песчаных отложений Муйской впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, которая находится на границе Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса [2].

Муйская впадина имеет довольно сложные очертания. Она вытянута в субширотном направлении на 120–130 км при максимальной ширине около 50 км в средней части и от 20–25 км до 3 км в восточной части и выполнена песчаными отложениями, максимальная мощность которых оценивается в 1500 м [3]. Общий объем кайнозойских песчаных отложений Муйской впадины составляет около 3000 км³ [4]. По данным С.К. Кривоногова [5], песчаные отложения Муйской впадины имеют разный генезис – озерный, эоловый, склоновый, пролювиальный и аллювиальный.

Для Sm-Nd-изотопно-геохимических исследований использованы пробы песков, отобранные из верхних частей разрезов песчаных отложений Муйской впадины. Они являются наиболее представительными для изотопно-геохимических исследований, направленных на выделение этапов формирования континентальной коры, так как в ходе их образования происходило максимальное «усреднение» осадочного материала из разных источников.

Sm-Nd-изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511115$ в Nd стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n=10$). Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельного возраста $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [6] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по [7] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21365$).

Для подавляющего большинства проб песков Муйской впадины получены оценки Nd-модельного возраста ($t_{\text{Nd(DM)}}$) в интервале 1.7–1.5 млрд лет ($\epsilon_{\text{Nd}}(0)=-12.0\dots-13.3$). Только для одной пробы песков этой впадины оценка Nd-модельного возраста ($t_{\text{Nd(DM)}}$) составляет 1.9 млрд лет ($\epsilon_{\text{Nd}}(0)=-13.0$). Из этого следует, что главными источниками песков Муйской впадины послужили породы со средним мезо- и палеопротерозойским Nd-модельным возрастом.

На диаграмме в координатах ϵ_{Nd} – возраст точки изотопного состава Nd песков Муйской впадины располагаются в поле эволюции изотопного состава Nd докембрийских изверженных и метаосадочных пород Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса. При этом по Nd-изотопным характеристикам пески Муйской впадины имеют наибольшее сходство

с метаосадочными породами горбылокской толщи Бамбуйско-Олиндинской подзоны и джалтукской серии Муйской подзоны Анамакит-Муйской зоны, которые характеризуются значениями $t_{Nd(DM)}=1.7-1.5$ млрд лет [2]. По-видимому, именно эти породы послужили главными источниками осадочного материала для кайнозойских отложений Муйской впадины. Также не исключено, что незначительный вклад в их формирование могли вносить и продукты разрушения магматических и метаморфических пород других подзон Анамакит-Муйской зоны, для которых получены палеопротерозойские оценки Nd-модельного возраста [2]. На это указывает присутствие в Муйской впадине песков с Nd-модельным возрастом 1.9 млрд лет.

Обращает на себя внимание то, что, несмотря на геологическое положение Муйской впадины, которая располагается на границе западной окраины Сибирского кратона и Байкало-Муйского складчатого пояса, для слагающих ее песков не получены оценки Nd-модельного возраста древнее 1.9 млрд лет, характерные для песков Чарской и Токкинской впадин [1]. Это свидетельствует о том, что перенос исходного для кайнозойских песков Муйской впадины осадочного материала осуществлялся на относительно небольшое расстояние. При этом следует отметить, что для реперных докембрийских магматических и метаморфических комплексов Сибирского кратона не характерны значения Nd-модельного возраста моложе 2.1 млрд лет [8].

Таким образом, получает независимое подтверждение предположение о том, что формирование протолитов метаосадочных пород основания разреза Анамакит-Муйской зоны происходило за счет разрушения пород, которые на границе мезо- и палеопротерозоя находились вне Сибирского кратона [2].

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 19-17-00205).

- [1] Котов А.Б., Сквитина Т.М., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Лопатин Д.В., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Бобровская О.В. Новые данные о возрасте континентальной коры западной части Алданского щита: результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований кайнозойских песчаных отложений Чарской и Токкинской впадин // ДАН. 2017. Т. 475. № 3. С. 291–294.
- [2] 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.
- [3] Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 231 с.
- [4] Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 144. № 5. С. 391–406.
- [5] Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 32 с.
- [6] Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth and Planetary Science Letters. 1984. V. 67. P. 137–150.
- [7] Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 249–265.
- [8] Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.



ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ ИГАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): НОВЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ, Sr-ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Б.Б. Кочнев^{1,2}, А.Б. Кузнецов³, О.К. Каурова³, В.В. Марусин^{1,2}, Н.С. Прияткина⁴

¹ Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

² Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, kochnevbb@ipgg.sbras.ru

³ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

⁴ Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

Разрез докембрия Игарского поднятия резко отличается по строению и составу от ближайших районов Сибирской платформы, прежде всего от разреза Туруханского поднятия в 200 км к югу. В частности, в Игарском разрезе развиты мощные красноцветные терригенные толщи (излучинская, губинская свиты), а также вулканогенно-осадочные образования игарской толщи и ассоциирующие с ними магматические тела основного и среднего состава [1]. За исключением палеонтологических находок переходного венд-кембрийского возраста в вышележащей сухарихинской свите, до недавнего времени отсутствовали надежные геохронологические данные для подстилающих толщ. Ситуация изменилась с появлением данных о возрасте обломочных цирконов из губинской свиты рифея, согласно которым максимальный возраст ее накопления составил 716 ± 10 млн лет [3], что позволило косвенно датировать также силлы и покровы базитов в поле ее распространения и – с некоторой условностью – фациально замещающие их вулканиты игарской толщи. Однако открытым оставался вопрос о верхней возрастной границе этого комплекса: перекрывающие известняки чернореченской свиты, включающие крупную положительную аномалию $\delta^{13}\text{C}$ [2], могли иметь как позднерифейский, так и ранневендский возраст. Кроме того, синхронность вулканитов игарской толщи и базитовых тел в губинской свите не выглядела очевидной.

Петрохимическое изучение вулканогенно-осадочных пород игарской толщи и тел базитов в губинской свите было проведено методом РФА для породообразующих и ICP-MS для редких и редкоземельных элементов во ВСЕГЕИ. Проанализировано 13 образцов (три образца из силлов в губинской свите из стратотипа на о. М. Медвежий и по р. Енисею и десять образцов из игарской толщи в разрезе у пос. Игарка), три из которых были исключены из выборки из-за высокого содержания карбоната и кремнезема, указывающих на существенные вторичные изменения. Большинство изученных пород, кроме двух образцов с содержанием SiO_2 57–61 %, относятся к основным (SiO_2 42–52 %); содержания других породообразующих оксидов варьируются в достаточно широких пределах (Al_2O_3 14.1–18.8 %, TiO_2 1.6–3.6 %, MgO 1.1–8.0 %, FeO_{tot} 7.6–17.5 %, CaO 3.5–10.0 %, Na_2O 1.2–4.4 %, K_2O 0.4–4.2 %). Нормированные концентрации малых и редкоземельных элементов, тем не менее, достаточно близки между собой и, в частности, характеризуются повышенными содержаниями Nb, Th, P и легких РЗЭ при существенном фракционировании последних (Ce/Yb 26–50). Эти характеристики, а также положение фигуративных точек составов на различных дискриминационных диаграммах однозначно указывают на внутриплитное происхождение базитов и вулканитов и на их образование из сходного магматического очага. В сочетании с геологическими данными, указывающими на относительно локальное распространение лудовской и губинской свит, а также сопоставляемой с ними игарской толщи вулканитов, мы связываем их накопление с внутриконтинентальным рифтогенным прогибом, простиравшимся вдоль окраины Сибирского кратона и заложившимся не позднее 715 млн лет назад.

Геохимические и Sr-изотопные характеристики карбонатных осадочных пород были изучены для известняков чернореченской свиты в стратотипе по р. Черной, которая с размывом перекрывает как губинскую свиту, так и более древние отложения медвежьинской свиты [1]. Чернореченская свита представлена мощной (свыше 800 м) толщей сероцветных известняков, накапливавшихся в разнообразных по глубине и гидродинамике условиях в пределах шельфовой зоны. Наиболее геохимически пригодные для изотопных исследований породы приурочены к верхней

части свиты, в которой ранее нами обнаружена крупная (до +12.4 ‰) положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ [2]. Согласно результатам изучения химического состава методом атомной абсорбции по солянокислотной вытяжке, они представлены относительно чистыми (н.р.о. 8–18 ‰), слабомagneзиальными ($\text{Mg}/\text{Ca} < 0.02$) известняками с высоким (640–1580 мкг/г) содержанием Sr. Отношения $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 1$ для большинства изученных образцов указывают на высокую сохранность их первичных изотопных характеристик [6]. Измеренные в ИГГД РАН отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этой части разреза составляют 0.70740...0.70760, что позволяет сопоставлять их с осадочными последовательностями с возрастом 580–640 млн лет и датировать ранним вендом.

Pb-Pb геохронологическое изучение известняков чернореченской свиты осуществлено в ИГГД РАН из того же интервала разреза, откуда получены минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Обработка включала ступенчатое растворение образцов, позволяющее выделить карбонатные фракции с наибольшей сохранностью первичных изотопных соотношений [5]. Соотношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для восьми фракций карбоната из шести образцов лежат в интервале от 19.790 до 30.261 и от 15.785 до 16.411 соответственно. Рассчитанный Pb-Pb возраст для всех образцов составил 610 ± 50 млн лет ($\text{MSWD} = 2.0$, $n = 8$).

Важнейшим геологическим следствием из вновь полученных данных является уточнение стратиграфической схемы докембрия Игарского поднятия. Сочетание высоких положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ [2], относительно низких соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и прямых геохронологических данных позволяет относить чернореченскую свиту к нижней части венда и сопоставлять ее с дальнетайгинской серией Патомского нагорья юга Сибирской платформы, для которой получены близкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Pb-Pb определения возраста [7]. Перерыв в основании свиты, по всей видимости, соответствует подошве венда в широком понимании и, несмотря на отсутствие в разрезе ледниковых отложений, может быть сопоставлен с основанием эдиакария международной шкалы. Эпизод основного магматизма, сопровождавшегося наземным и субаквальным вулканизмом и маркирующего обстановки внутриплитного рифтогенеза, имеет, таким образом, довендский (715–640 млн лет) возраст. Такие оценки позволяют считать эту структуру частью более крупной системы позднерифейских рифтогенных прогибов, наблюдаемых вдоль всей современной западной окраины Сибирского кратона – от Присяня до севера Енисейского кряжа, заложение которых принято связывать с распадом Родинии [4]. И наконец, присутствие в позднерифейских и вендских песчаниках значительного количества неопротерозойских (800–950 млн лет) цирконов [3] свидетельствует о наличии в относительной близости крупного орогена этого возраста, который мог располагаться лишь во внешнем обрамлении кратона, вероятно, участвуя в формировании фундамента восточной окраины Западно-Сибирской плиты.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00101).

- [1] Козлов Г.В., Александров В.С., Аксенова Л.А. и др. Опорные разрезы верхнедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ северо-запада Сибирской платформы. В 2-х томах. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. Т. 1. 120 с.; Т. 2. 97 с.
- [2] Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Марусин В.В. С-изотопная хемотратиграфия чернореченской свиты докембрия Игарского поднятия, северо-запад Сибирской платформы // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов: Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. М.: ГЕОС, 2020. С. 103–107.
- [3] Кочнев Б.Б., Худoley А.К., Дюфрейн С.Э., Марусин В.В., Прияткина Н.С. Неопротерозойский вулканогенно-осадочный бассейн на северо-западной окраине Сибирского кратона (по результатам датирования обломочных цирконов) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. С. 181–183.
- [4] Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.
- [5] 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.
- [6] Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Research. 2017. V. 298. P. 157–173.
- [7] Rud'ko S.V., Kuznetsov A.B., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurova O.K. Pb-Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ural uplift of Southern Siberia: Implication for correlation of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // Precambrian Research. 2021. V. 362. 106285.



ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ РИФЕЙСКОГО ЭТАПА КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА СЕВЕРЕ И ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАФОРМЫ: Pb-Sr-C ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА БИЛЛЯХСКОЙ И КАМОВСКОЙ СЕРИЙ

А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов, И.М. Васильева, Н.Г. Ризванова, Г.В. Константинова

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, antonbor9@mail.ru

Сибирская платформа занимает обширную территорию между реками Енисеем и Леной. Фундамент платформы образован соединившимися архейскими террейнами, которые иногда в своей верхней части включают метаосадочные отложения раннепротерозойских континентальных окраин. Террейны объединены несколькими орогеническими поясами, возникшими 1900–1800 млн лет назад. Осадочный чехол платформы сложен верхнепротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими породами, среди которых преобладают карбонатные отложения. Докембрийский чехол формировался в ходе двух этапов – рифейского и вендского, разделенных перерывом.

Система крупных осадочных бассейнов на территории Сибирской платформы образовалась в раннем рифее. Распределение осадочных толщ позволяет предполагать, что в рифее и венде большая часть Сибири была окружена океанами [1]. Наиболее крупные осадочные разрезы рифея, в том числе карбонатные, вскрыты на Анабарском и Байкитском поднятиях (антеклизах) Сибирской платформы. Однако рифейские отложения в разной степени дислоцированы и эродированы, поэтому продолжительность рифейского осадконакопления и перерыва, наступившего после его завершения, во многих из них дискуссионна.

Общими чертами рифейских разрезов Анабарского и Байкитского поднятий являются: (1) терригенный характер отложений на базальных уровнях обоих разрезов, (2) отложение карбонатных осадков на последующих стадиях седиментации, завершившееся перерывом и перекрытием вендскими осадочными породами, (3) предполагаемая (исторически сложившаяся в литературе) принадлежность полных разрезов рифейских отложений на обоих поднятиях ко всем трем эратемам рифея (нижнему, среднему и верхнему), допускающая возможность их стратиграфической корреляции, и (4) недостаточная хеомстратиграфическая и изотопно-геохронологическая изученность осадочных пород в обоих разрезах. Объектами изучения явились карбонатные породы: на Анабарском поднятии – доломиты билляхской серии, на Байкитском – доломиты и известняки камовской серии.

Наиболее представительный разрез рифейских отложений Анабарского поднятия расположен на его западном склоне, где эти отложения залегают с резким угловым несогласием на архейских и нижнепротерозойских кристаллических породах фундамента Сибирской платформы и с небольшим несогласием перекрываются карбонатными отложениями старореченской свиты венда. Рифейские отложения расчленяются здесь на две контрастные по составу и условиям формирования серии – нижнюю терригенную мукунскую (600–650 м), включающую ильинскую, бурдурскую и лабазтахскую свиты, и вышележащую преимущественно карбонатную билляхскую (900–1100 м) серию [2]. Билляхская серия, накопившаяся в пределах разнообразных морских фаций (от открытоморских шельфовых до литоральных), разделяется на три свиты: базальную усть-ильинскую и вышележащие котуйканскую и юсмастахскую.

Верхнепротерозойский разрез чехла Байкитской антеклизы является крупнейшим и уникальным нефтегазогеологическим объектом, существующим в докембрийских отложениях. Однако из-за блочной структуры антеклизы и неравномерности размыва верхних слоев довендской осадочной последовательности, представленной здесь камовской серией, согласованное понимание стратиграфии рифея в этом районе до сих пор не достигнуто [3, 4]. Нижняя часть сводного разреза (мощностью до 4 км), строение которого изучалось по десяткам скважин, сложена аркозовыми песчаниками зелендуконской свиты и перекрывающими ее аргиллитами и алевролитами ведрешевской свиты, которые содержат небольшие прослои песчаников, мергелей и глинистых

доломитов. Верхняя часть разреза камовской серии включает десять различных свит с преобладанием карбонатных пород (в основном доломитов). Чистые карбонаты распространены в мадринской, юрубченской, куюмбинской, юктенской, вингольдинской и ирэмэкэнской свитах и считаются отложенными в прибрежных и мелководных обстановках со строматолитовыми отмелями, разделенными в локальных депрессиях глинисто-карбонатными отложениями [3]. Долгоктинская, рассолкинская, копчерская и токурская свиты представлены прослоями аргиллитов, глинистых микритовых доломитов и известняков, редких алевролитов и песчаников.

Доломиты котуйканской и юсмастахской свит отобраны из обнажений в бассейне р. Котуйкан на Анабарском поднятии. В Байкитской антеклизе доломиты и известняки, отобранные из нескольких скважин, представляют 7 из 12 рифейских свит камовской серии. В этих коллекциях на первом этапе работы определялись содержания Mn, Fe и Sr и изучались изотопные составы углерода и кислорода с целью обнаружения образцов, удовлетворяющих геохимическим критериям ($Mn/Sr < 6$ и $\delta^{18}O \geq 10$ ‰ V-PDB для доломитов и $Mn/Sr < 4$ и $\delta^{18}O \geq 10$ ‰ V-PDB для известняков [5] и позволяющих использовать значения $\delta^{13}C$ в этих породах для реконструкции изотопных характеристик среды седиментации.

Интервалы вариаций величин $\delta^{13}C$ (V-PDB) в таких образцах составляли: в доломитах билляхской серии (котуйканская и юсмастахская свиты) от -3.0 до $+1.0$ ‰, в доломитах и известняках камовской серии (мадринская, юрубченская, долгоктинская, куюмбинская, рассолкинская, вингольдинская и ирэмэкэнская свиты) от -2.8 до $+2.0$ ‰.

Изучение U-Pb изотопной систематики в этих образцах показало, что на графике в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ фигуративные точки, представляющие доломиты билляхской серии (котуйканская и юсмастахская свиты), ложатся на прямую линию, наклон которой соответствует возрасту 1513 ± 35 млн лет [6]. В тех же координатах образцы карбонатных пород нижних (мадринская, юрубченская, куюмбинская и вингольдинская свиты) и верхних (ирэмэкэнская свита) горизонтов камовской серии образуют две практически параллельные прямые, наклоны которых отвечают соответственно возрасту 1510 ± 50 и 1490 ± 50 млн лет [7]. Значения средних квадратов взвешенных отклонений для этих трех линейных зависимостей позволяют считать их изохронами, датирующими время раннего диагенеза карбонатных осадков.

Величины первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных доломитах билляхской серии колеблются в котуйканской свите от 0.70460 до 0.70499, а в юсмастахской – от 0.70450 до 0.70535. В известняках и доломитах камовской серии эти величины составляют: в мадринской свите – 0.70477, в юрубченской – 0.70448–0.70478, в долгоктинской – 0.70466, в куюмбинской – 0.70540, в рассолкинской – 0.70541, в вингольдинской – 0.70478–0.70510 и в ирэмэкэнской – 0.70492–0.70544 и совпадают с диапазоном вариаций, полученным для этих пород Е.М. Хабаровым [3]. Кроме того, полученные значения $\delta^{13}C$ и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для карбонатных пород билляхской и камовской серий согласуются с этими величинами (соответственно от -1.8 до $+2.5$ ‰ и 0.70460–0.70494) в близких по возрасту карбонатных осадках, отложенных 1630–1400 млн лет назад [8]. Вместе с тем значения $\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в билляхской и камовской сериях заметно отличаются от этих значений в карбонатах тунгусикской и широкинской серий рифея Енисейского края и керпыльской и лахандинской серий Учуро-Майского региона, соответственно от $+1.5$ до $+4.2$ ‰ и выше 0.7054 вплоть до 0.7061 [3, 9, 10]. Эти данные исключают традиционную корреляцию билляхской и камовской серий с опорными отложениями среднего – позднего рифея Енисейского края и Учуро-Майского региона Сибири.

Выводы:

1. Накопление полных карбонатных разрезов билляхской и камовской серий на Анабарском и Байкитском поднятиях происходило в раннем рифее около 1510 млн лет назад практически одновременно и на протяжении относительно небольшого промежутка времени, вероятно первых десятков миллионов лет.

2. Предположения об аккумуляции карбонатных отложений этих двух серий на протяжении трех эратем рифея продолжительностью около 900 млн лет, очевидно, являются ошибочными.

3. С учетом того факта, что карбонатные породы билляхской и камовской серий перекрыты вендскими отложениями, длительность предвендского перерыва в рифее на огромной территории Сибирской платформы достигала почти миллиарда лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00137).

[1] Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: A promontory of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 66–76.

- [2] Злобин М.Н., Голованов Н.П. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 6–20.
- [3] 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.
- [4] Краевский Б.Г., Якишин М.С., Наговицин К.Е. Региональная стратиграфическая схема рифейских отложений западной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 7. С. 4–14.
- [5] Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
- [6] Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С–О геохимия и Pb–Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19–35.
- [7] Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Крамчанинов А.Ю., Ризванова Н.Г., Константинова Г.В. Pb–Pb возраст карбонатных пород камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 12–17.
- [8] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хеомстратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- [9] Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- [10] Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хеомстратиграфия и Pb–Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.



ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ КАРБОНАТЫ В БУРЛИНСКОЙ И ДЖИДИНСКОЙ ЗОНАХ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ: Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ

А.Б. Кузнецов¹, О.К. Каурова¹, О.Р. Минина², Л.И. Ветлужских², М.С. Скрипников²

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

² Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Западное Забайкалье в геологическом плане включает несколько крупных структурно-формационных зон Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые относятся к различным комплексам – кратонным, островодужным и океаническим. Многие из комплексов включают карбонатные породы, возраст которых еще точно неизвестен. Отсутствие же данных о возрасте карбонатных пород, представлявших осадки открытых морских бассейнов, не позволяет реконструировать геодинамическое развитие Палеоазиатского океана, существовавшего на периферии Сибирского кратона. Возраст морских карбонатных пород может быть уточнен с помощью метода стронциевой изотопной стратиграфии, которая в последние годы широко используется для получения достоверных данных о времени и среде накопления первичных карбонатных осадков [1]. В данной работе представлены результаты изучения карбонатных пород Бурлинской и Джидинской зон.

Бурлинская зона выделена в долинах рек Бурля, Итанца и Кика в пределах южной части Удино-Витимской зоны [2]. В этой зоне выделяют селенгинскую серию, объединяющую сланцевую итанцинскую, карбонатную бурлинскую и вулканогенно-карбонатную дабатскую свиты, и ассоциирующий базальтовый метешихинский комплекс. Изотопно-геохимические метабазальты Бурлинской зоны соответствуют толеитам срединно-океанических хребтов.

В составе бурлинской свиты преобладают доломиты с прожилками и стяжениями кремней, а также редкие линзы и прослои известняково-кремнистых конгломератов и водорослевых известняков. Породы обогащены органическим веществом (отмечаются «углистые» карбонатные сланцы). На отдельных участках (по р. Кика, в среднем течении р. Бурля), в прослоях темно-серых полосчатых графитизированных известняков, обнаружены онколиты и строматолиты. Дабатская свита в большей верхней части сложена полосчатыми углеродистыми известняками. В карбонатных породах бурлинской свиты описаны формы красных сифоновых водорослей *Solenopora*, относимых к силуру – девону, и обнаружены палиноспектры палеозойского возраста (Лучинина, устное сообщение).

Джидинская зона расположена южнее, в бассейне р. Джиды между Тувино-Монгольским и Хамардабанским микроконтинентами. Эта зона сложена карбонатными, песчано-алевритовыми флишоидами, вулканитами основного состава и интрузиями ультрабазитов. Среди базальтов выделяются несколько серий – срединно-океанические, островодужные и субщелочные внутриплитно-океанические [3]. Перечисленные комплексы в северо-восточной части прорваны раннепалеозойскими гранитоидами. Вулканогенно-осадочные, базальтовые и офиолитовые формации предполагают развитие здесь в прошлом океанического бассейна как составной части Палеоазиатского океана.

В строении Джидинской зоны выделяется несколько тектонических пластин, границы между которыми маркируются зонами меланжа, массивами гипербазитов и разломами. Отложения этой зоны были включены в состав структурно-вещественного комплекса пород джидинской зрелой энсиматической островной дуги, которая представлена толеитовыми базальтами, субщелочными вулканитами и доломитами с подчиненными слоями известняков и кварцитов. Породы объединены в хохюртовскую свиту, прорванную гранитоидами джидинского комплекса с U-Pb возрастом 504–506 млн лет [3]. Наиболее достоверными могут считаться находки археоциат раннекембрийского возраста [4], на основании которых вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация хохюртовской свиты стала рассматриваться как раннекембрийская.

Было проведено изучение около 40 образцов карбонатных пород из бурлинской, дабатской свит в бассейне р. Бурля и р. Кика. Карбонатные породы хохюртовской свиты (около

30 шт.) были отобраны в бассейне рек Хасуртый, Дундо-Гол, Мырген-Шено, Цакирка и Юхта. В образцах определены содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr.

На основе геохимических критериев были выбраны образцы, пригодные для хемотратиграфической реконструкции в докембрийских и палеозойских известняках [1, 6]. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках бурлинской свиты заключены в пределах 0.7060–0.7067, а в доломитах в таких же пределах – 0.7060–0.7069. Это отношение в известняках дабатской свиты составляет 0.7060–0.7064. Совпадение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в двух типах пород указывает на хорошую сохранность первичных Sr-изотопных характеристик и когенетичность образования известняков и доломитов бурлинской и дабатской свит. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах известняков на р. Хасуртый составляют 0.7062–0.7064, Цакирка и Юхта – 0.7075–0.7078, Дундо-Гол и Мырген-Шено – 0.7082–0.7084.

Полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках и доломитах бурлинской свиты в двух разрезах р. Бурля и р. Кика показывают, что эти осадки образовались в позднерифейское время в интервале 800–700 млн лет назад. Этот вывод противоречит находкам палеозойских сифоновых водорослей *Solenopora*. Однако эти Sr-хемотратиграфические данные согласуются с возрастом базальтов метешихинского комплекса, прорывающего селенгинскую серию в 50 км западнее изученных разрезов (810–840 млн лет [2]).

Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках хохюртовской свиты в разрезе на р. Хасуртый показывают, что эти осадки образовались в позднерифейское время в интервале 800–700 млн лет назад [6]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках Дундо-Гол и Мырген-Шено предполагает накопление осадков в раннем кембрии, что совпадает с находками археоциат и недавними находками трилобитов [4, 5], а также согласуется с возрастом прорывающих позднекембрийских гранитов [3].

Таким образом, Sr-хемотратиграфические данные указывают на то, что в Бурлинской и Джидинской зонах присутствуют комплексы позднерифейского возраста. Этот вывод предполагает, что в строении зон участвуют породные комплексы как рифейского, так и палеозойского возраста, которые совмещены тектонически на этапе формирования складчатого пояса. Это также доказывает, что в еще середине позднего рифея, на ранних стадиях развития Палеоазиатского океана, вблизи Сибирского кратона в пределах Бурлинского и Джидинского палеобассейнов отлагались карбонатные осадки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

- [1] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- [2] Булгатов А.Н. Геодинамика байкальской горной области в позднем рифее и венде – раннем палеозое. Новосибирск: «Гео», 2015. 191 с.
- [3] Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb изотопный возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 956–962.
- [4] Беличенко В.Г. О новых находках фауны археоциат в верховьях р. Джиды (Южное Прибайкалье) // ДАН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1433–1436.
- [5] Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 202 с.
- [6] Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.



ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ В РАННЕМЕЛОВОЙ – РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sr-Nd-Pb ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

М.В. Кузнецов^{1,2}, В.М. Саватенков^{1,2}, А.М. Козловский³, В.В. Ярмолук³, В.А. Лебедев³

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, m.kuznetsov@spbu.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, m.v.kuzyetsov@ipgg.ru

³ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, amk@igem.ru

Эволюция внутриплитного щелочного вулканизма в Восточно-Монгольской вулканической области (ВМВО), охватывающая интервал времени ранний – поздний мел (ранний кайнозой), выражена в смене ареалов развития магматизма, а также вещественного состава вулканических пород [1]. С раннемеловым этапом указанного периода связано формирование вулканических полей, слагающих основную площадь ВМВО и представленных дифференцированной серией вулканических пород с повышенной щелочностью калиевой специфики от трахибазальтов до трахитов. С позднемеловым – раннекайнозойским периодом связано развитие вулканических полей на западном и восточном флангах ВМВО, представленных отдельными некками и штоками, которые выполнены преимущественно щелочными базальтами базанит-тефритовой серии. Оценки возраста пород раннемеловых вулканических полей ВМВО K-Ar и Ar-Ar методом, выполненные ранее, характеризуют интервал раннемеловой вулканической активизации как 130–120 млн лет. Оценки возраста продуктов позднемеловой вулканической активизации на восточном фланге, согласно [2], составляют 100 млн лет.

В настоящей работе представлены новые данные о возрасте и вещественном составе, геохимических и изотопных (Sr-Nd-Pb) характеристиках вулканических пород, слагающих раннемеловые поля в северной части ВМВО в бассейнах рек Онон и Улдз, а также позднемеловых – раннекайнозойских вулканических комплексов, расположенных на западном фланге ВМВО.

Для четырех образцов трахибазальтов, представляющих раннемеловые поля Северной Монголии в бассейне р. Онон, K-Ar методом были получены оценки возраста в интервале 122–95 млн лет. Для щелочных базальтов, слагающих штоки и некки западного фланга ВМВО, оценки возраста K-Ar методом составляют 87–71 и 51–47 млн лет.

По своему химическому составу раннемеловые вулканы отвечают особенностям раннемелового вулканизма Восточной Монголии: повышенная щелочность с калиевой спецификой, высокая степень дифференцированности пород [1, 2]. В базальтах содержание MgO не превышает 5 вес %. Вулканические ассоциации охватывают интервал от трахибазальтов до трахитов. Вулканы характеризуются высоким содержанием TiO₂, а также высоким содержанием литофильных несовместимых элементов. При этом рассматриваемые трахибазальты по своим особенностям относительной распространенности редких элементов не отвечают OIB-типу и проявляют сходство с постколлизийными высококалиевыми вулканитами [3]. Изотопные характеристики Sr, Nd и Pb в рассматриваемых породах из раннемеловых вулканических комплексов указывают на значительную роль верхнекорового компонента в формировании их вещественного состава. Источником этого компонента обычно рассматриваются погребенные в результате субдукции осадки океанического дна, взаимодействующие с вышележащей мантией посредством либо флюида, либо парциальных расплавов.

Породы, слагающие позднемеловые и раннекайнозойские вулканические комплексы западного фланга ВМВО, представлены щелочными базальтами – трахибазальтами и базанитами с содержанием MgO от 7.2 до 11.9 вес. %. По характеру относительной распространенности редких элементов позднемеловые и раннекайнозойские базальты Восточной Монголии отвечают OIB-типу. По особенностям химического состава эти породы отвечают базальтам позднекайнозойского этапа магматической активизации в Центрально-Азиатском регионе. Изотопные

характеристики Sr и Nd в рассматриваемых базальтах демонстрируют закономерный сдвиг в область составов деплетированной или примитивной мантии относительно вулканитов предшествующего раннемелового этапа. При этом изотопные характеристики Pb в позднемеловых и раннекайнозойских базальтах смещены в область составов, отвечающих обогащенному источнику ЕМІ-типа, который может представлять вещество нижней коры или эклогитизированную океаническую кору.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

Формирование вулканических полей в северной части ВМВО в раннемеловой этап вулканической активизации охватывало интервал 122–95 млн лет. Формирование вулканических комплексов на западном фланге ВМВО, отвечающих последующему этапу вулканической активизации, происходило в два интервала – 87–71 и 51–47 млн лет.

Смена этапов вулканической активизации в Восточной Монголии на границе ранний – поздний мел характеризуется сменой химизма и изотопно-геохимических особенностей вулканических пород, отражая смену условий зарождения расплавов (температура, давление) и смену источников. Изотопно-геохимические характеристики вулканитов раннемелового этапа указывают на то, что исходные для этих пород расплавы формировались при участии погребенных осадков, надсубдукционно-метасоматизированной мантии и погребенной эклогитизированной океанической коры. Изотопно-геохимические особенности вулканитов последующего этапа указывают на то, что температура образования исходных расплавов была выше по сравнению с предыдущим этапом. Источниками расплавов были кремнедефицитный пироксенит и астеносферная мантия.

Рассмотренные закономерности в эволюции внутриплитного вулканизма в пределах ВМВО проявляют сходство с эволюцией вулканизма в пределах Гоби-Алтайской вулканической области и отражают смену тектонических режимов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00401).

- [1] Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 563–590.
- [2] Dash B., Yinb A., Jiang N., Tseveendorj B., Han B. Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in Eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // Gondwana Research. 2015. V. 27. P. 281–299.
- [3] Ou Q., Wang Q., Wyman D. A., Zhang C. et al. Postcollisional delamination and partial melting of enriched lithospheric mantle: Evidence from Oligocene (ca. 30 Ma) potassium-rich lavas in the Gemuchaka area of the central Qiangtang Block, Tibet // Geological Society of America Bulletin. 2019. V. 131. P. 1385–1408.



U-Pb ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД БАКЕЕВСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ЭЛЕМЕНТ СВОДНОГО РАЗРЕЗА АШИНСКОЙ СЕРИИ) БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Н.Б. Кузнецов^{1,2,3}, В.М. Горожанин⁴, Е.Н. Горожанина⁴, Т.В. Романюк⁵,
Е.А. Белоусова⁶, А.О. Сысоева¹, А.С. Дубенский^{1,6},
В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹

¹ Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

³ Сидней, Австралия, Университет Маквори / Центр CCFS/GEMOK

⁴ Уфа, Институт геологии Уфимского НЦ РАН

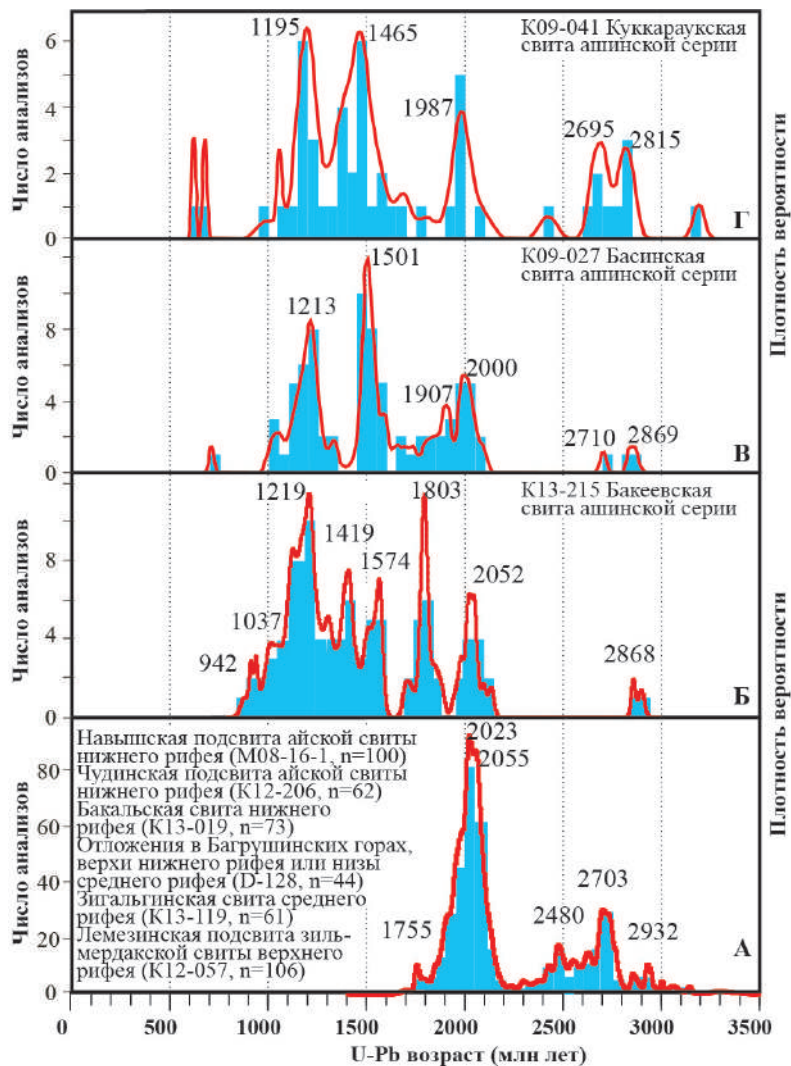
⁵ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

⁶ Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Башкирское поднятие (**БП**) – расположенная к западу от Зюраткульского разлома часть Башкирского антиклинория (запад Южного Урала) [1]. В строении **БП** можно выделить два структурных этажа. Нижний этаж – раннедокембрийский тараташский метаморфический комплекс – выступ кристаллического основания волго-уральской части фундамента Восточно-Европейской платформы (**ВЕП**) [7], верхний – толщи рифейско-палеозойского интервала, сложенные в основном осадочными породами [7, 17], накопившимися в Восточно-Башкирском осадочном бассейне (**ВББ**). Нижняя часть стратиграфической последовательности верхнего комплекса мощностью до 10 км известна как стратотип рифея. Выше с параллельным несогласием залегает терригенно-глинистая толща мощностью до 1.5 км, выделяемая как ашинская серия, расчлененная на свиты (снизу): бакеевскую (топаровскую), урюкскую, басинскую, куккараукскую, зиганскую и маллоямантаускую [4]. Ашинскую серию относят к верхнему венду [7, 8] или верхнему венду – нижнему кембрию [6]. В последнее десятилетие на разных уровнях разреза ашинской серии были обнаружены остатки вендской/эдиакарской биоты [14, 18], слои разложенных вулканических пеплов, из которых выделен и датирован туфогенный циркон – 547.6 ± 3.8 млн лет [16] и 573.0 ± 2.3 млн лет [8]. На юге **БП** на ашинской серии с параллельным несогласием залегает палеозойский разрез, начинающийся с верхнего ордовика [3], а на западе **БП** – со слоев, относимых к эмскому ярусу нижнего девона [5].

В строении доордовикской части разреза **ВББ** существенную роль играют песчаники. Их изучение позволяет прояснить важные детали формирования осадочных последовательностей Южно-Уральской периферии **ВЕП** в позднем докембрии. К настоящему времени уже накоплен существенный объем данных об U-Pb-изотопном возрасте зерен детритового циркона (**dZr**) из песчаников различных стратиграфических уровней **ВББ**. Так, для песчаников большинства без сомнения относимых к рифею осадочных толщ **БП** уже получены распределения возрастов **dZr** [2, 4, 9–11]. Такие данные есть по шести пробам с общим числом анализов $n=405$ (рисунок, А). Эти данные свидетельствуют о том, что в раннем, среднем и начале позднего рифея кластика в **ВББ** поступала с **ВЕП** – преимущественно из «балтийских источников».

Ашинская серия **ВББ** ранее была охарактеризована только двумя пробами (рисунок, В и Г) – из басинской и куккараукской свит [15], поэтому важно было проверить, воспроизводятся ли выявленные особенности распределения возрастов **dZr** на других стратиграфических уровнях ашинской серии **ВББ** и в других географических локациях. Изученный разрез бакеевской свиты расположен на правом берегу р. Зилим, у с. Толпарово. Проба K13-215 (начальный вес ~1.5 кг) отобрана из среднезернистого существенно кварцевого доломитистого матрикса редко-кластовых диамиктитов в точке с координат 54°02.090' с.ш., 57°06.115' в.д. Из пробы выделено ~130 **dZr**. Изучение U-Pb-изотопной системы **dZr** проведено в центре CCFS/GEMOK Университета Маквори и ЛХАИ КЦП ГИН РАН. Аппаратура, методические приемы и константы, используемые для обработки анализов, приведены в [9]. В CCFS/GEMOK датировано 52 зерна, из



Гистограммы и кривые плотности вероятности, характеризующие распределения возрастов зерен детритового циркона из песчаников и песчанистых пород, участвующих в строении разрезов позд-недокембрийских толщ Башкирского поднятия. Используются данные из [2, 4, 9–11] (А); настоящей работы (Б); [15] (В, Г).

которых 46 с $|D| \leq 10\%$. В ГИН РАН датировано 52 зерна, из которых 48 с $|D| \leq 10\%$. Датировки с $|D| > 10\%$ не использованы для построения гистограмм и кривых плотности вероятности (КПВ). Визуальное сравнение полученных в разных лабораториях распределений возрастов dZr из пробы K13-215 показало их сходство, подтвержденное KS-тестом ($p=0.302$). В суммарном наборе возрасты распределены в диапазоне от 889 ± 21 ($D=-0.7\%$) до 2905 ± 15 ($D=-0.4\%$) млн лет (рисунок, Б).

Бакеевская свита – это еще один стратиграфический уровень ашинской серии, для которого получено распределение возрастов dZr . Сопоставление провенанс-сигналов из разных уровней (бакеевская, басинская и куккараукская свиты) ашинской серии показывает высокую степень их сходства и значительное количество мезопротерозойских dZr . Это однозначно доказывает, что в конце венда и в кембрии в ВББ поступали продукты эрозии мезопротерозойских кристаллических комплексов. Такие комплексы на ВЕП известны сейчас лишь на ее северо-западе [13], т.е. на удалении более чем 2000 км от БП, поэтому нет серьезных оснований рассматривать их как доминирующий/основной источник кластики для песчаников ашинской серии. в связи с этим высказано предположение о появлении в конце венда нового – «небалтийского» – источника кластики, располагавшегося восточнее (современные координаты) БП [15]. Данные по распределению возрастов dZr из песчаников бакеевской свиты укрепляют фактологическую базу этого вывода.

Сравнение КПВ распределений возрастов dZr , характеризующих толщи рифея и ашинской серии ВББ, указывает на существенную палеогеографическую перестройку, произошед-

шую в пределах **ВББ** на этапе, непосредственно предшествовавшем накоплению ашинской серии, содержащей остатки сложноустроенных живых систем эдиакарского типа. Эта перестройка произошла в **ВББ** и/или прилегающих палеоструктурах и была выражена в изменении источников детрита.

В завершение отметим, что мезопротерозойская часть возрастного набора **dZr**, зафиксированного в породах ашинской серии, аналогична мезопротерозойским частям возрастных наборов **dZr** из верхнепермских моласс Предуральского прогиба (наши новые данные) и песчаников из верхнепермских красноцветных толщ центральных районов **ВЕП** [12]. Это свидетельство того, что в поздней перми во время уральского (герцинского) орогенеза породы ашинской серии были выведены на уровень эрозионного среза и стали источником мезопротерозойских **dZr** для верхнепермских толщ Предуральского прогиба и центральных районов **ВЕП**.

Исследования соответствуют госзаданию ГИН РАН. Аналитические результаты обработаны при поддержке Минобрнауки РФ (мегагрант № 075-15-2019-1883). Анализ палеогеографии и направления сноса обломочного материала в **ВББ** в ашинское время, а также подготовка доклада проведены при поддержке РНФ (проект № 21-77-10106).

- [1] Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралит-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 2009. 49 с.
- [2] Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
- [3] Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565.
- [4] Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
- [5] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Первые U/Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) // ДАН. 2014. Т. 455. № 4. С. 427–432.
- [6] Кузнецов Н.Б., Шаццлло А.В. Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // ДАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.
- [7] Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфС, 2010. 280 с.
- [8] Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U-Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.
- [9] Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.
- [10] Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS 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., Пучков В.Н. и др. Возраст и стратиграфическая позиция осадочных толщ Багрушинских гор, Южный Урал: первые результаты U-Pb датирования (LA-ICP-MS) детритового циркона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 93. № 2. С. 29–35.
- [12] Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В. и др. Стратиграфическая корреляция пермотриасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U-Pb-датирования обломочного циркона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.
- [13] Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 23–45.
- [14] Kolesnikov A.V., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. Arumberiatype structures in the Upper Vendian of the Urals // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 447. P. 1233–1239.
- [15] Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of the detrital Zircons (U/Pb, La-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic – Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the South-Western Urals: a Testing of an Australia-Baltica Connection within the Rodinia // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 288–305.
- [16] Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al. 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.

- [17] *Maslov A.V.* Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 19–35.
- [18] *Razumovskiy A.A., Ivantsov A.Y., Novikov I.A., Korochantsev A.V.* Kuckaraukia multituberculata: A new Vendian fossil from the Basa Formation of the Asha Group in the South Urals // Paleontological Journal. 2015. V. 49. P. 449–456.



ДИАМИКТИТЫ Р. БОЛ. ЧЕРНАЯ (СЕВЕР ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА) – РЕЛИКТ СРЕДИННОЙ МОРЕНЫ ГОРНО-ДОЛИННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Н.Б. Кузнецов^{1,2}, Б.Г. Покровский¹, А.А. Колесникова¹, Т.В. Романюк³, А.В. Страшко^{1,4},
А.С. Новикова¹, А.С. Дубенский^{1,4}, В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹

¹ Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

³ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

⁴ Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В разрезах верхнего докембрия некоторых районов Северного Заангарья (части Енисейского кряжа, расположенной к северу от нижнего течения р. Ангары) известны стратиграфические уровни, сложенные диамиктитами. В частности, диамиктиты развиты: (1) на обширных площадях в долине верхнего течения р. Вороговка (правый приток р. Енисея) [2, 5, 13]; (2) локально в районе устья р. Чивида, впадающей справа в р. Чапа в среднем течении (правая нижняя часть бассейна р. Подкаменная Тунгуска) [6]; (3) у устья р. Сукталяма, впадающей слева в р. Чапа в среднем течении [2, 5]; (4) в верхней части крупного скального обнажения, в котором представлен разрез так называемой «шоколадной пачки» вандадыкской свиты [8], на правом борту долины р. Чапа в пространстве между устьями ее правых притоков рек Чингасан и Чивида.

Мы посетили бассейн р. Бол. Черная (Восточно-Ангарская зона/блок/террейн [1, 4]) в 2019 г., изучили локально развитые здесь древние диамиктиты и показали, что они слагают реликт срединной морены позднедокембрийского горно-долинного ледника [3]. Структурно выше этих диамиктитов, показанных на картах [9, 10] как чивидинская свита, залегают известняки, доломитизированные известняки и доломиты лебяжинской свиты, разрез которой наращивается к северу, т.е. в сторону от диамиктитов. Чивидинскую свиту относят к верхам рифея или венду [11], а лебяжинскую свиту – к нижнему кембрию [9] или к самым верхам венда – нижнему кембрию [6]. Несмотря на то, что реальные соотношения между диамиктитами и лебяжинской свитой здесь наблюдать нельзя, а составители карт [9, 10] поля распространения этих образований разделили разломом, мы полагаем, что породы лебяжинской свиты здесь налегают на диамиктиты и представляют собой «венчающие карбонаты» («cap carbonates»). Если это так, то данные диамиктиты можно рассматривать как ледниковые образования, связанные с субглобально проявленным оледенением Байконур. В этом случае возраст рассматриваемых диамиктитов не может быть древнее конца позднего венда.

Обломочный материал, слагающий матрикс этих диамиктитов, представлен продуктами эрозии кристаллических комплексов раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы (СП). Из матрикса была отобрана проба K19-107 (координаты N61°20'10.73"; E91°33'29.66") для U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr), которое выполнено в ЛАХИ КЦП ГИН РАН по методике, описанной в работе [12]. Всего выполнено 135 анализов, результаты которых представлены на рис. 1. Полученные 128 кондиционных датировок ($-10\% < D1, D2 < 10\%$, где $D1 = 100\% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$, $D2 = 100\% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$) рассеяны в возрастном диапазоне $1805 \pm 12 \dots 3223 \pm 10$ млн лет и показали мономодальное распределение (рис. 2), которое свидетельствует о преимущественно локальном источнике детрита. Наиболее вероятно, что источником подавляющего большинства зерен dZr был фактически один гранитный массив с возрастом $\sim 2.5\text{--}2.6$ млрд лет. Грани-ты с такими возрастaми вполне типичны для фундамента прилегающих к Заангарью частей СП. В частности, недавно опубликованы данные U-Pb датирования циркона из Юрубченского массива, расположенного в западной части СП [7]. Сопоставление этих данных с нашими (рис. 1, 2) показывает, что по возрасту, содержаниям Th и U и величинам Th/U идеальное совпадение этих параметров наблюдается у циркона из пробы K19-107 и Ms-гранитов из скважины 112

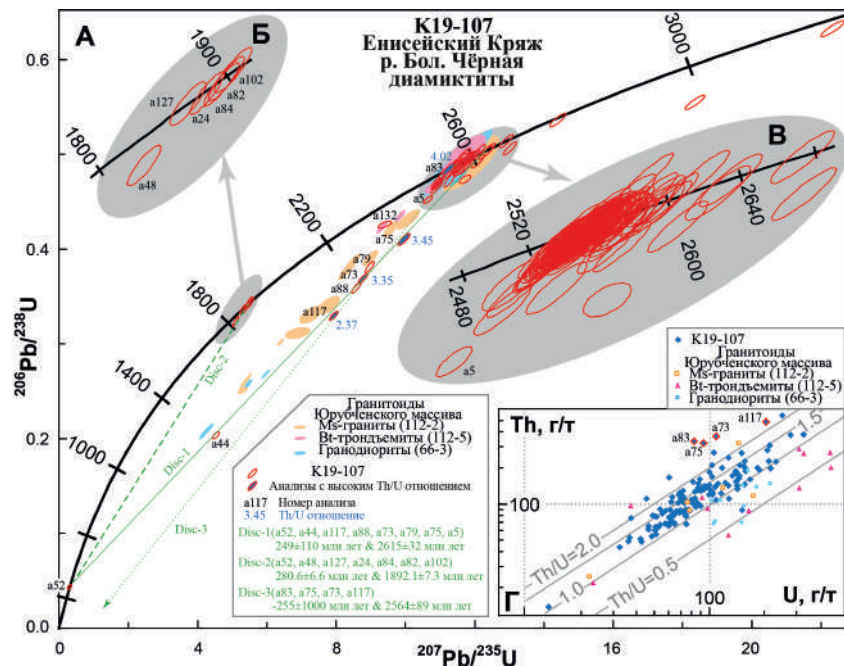


Рис. 1. А – диаграмма с конкордией для U-Pb анализов dZr из пробы K19-107. Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов. В виде врезок (Б и В) на сером фоне показаны увеличенные фрагменты конкордии. Г – диаграмма содержания Th и U в изученных зернах. На А и Г дополнительно показаны результаты изучения циркона из гранитов Юрубченского массива из [7].

(обр. 112-2). Для циркона из Вт-гранодиоритов (обр. 112-5) и гранодиоритов (обр. 66-3) зафиксировано совпадение с параметрами циркона из матрикса диамиктитов по возрасту, но значительные расхождения по содержаниям Th и U.

Фигуративные точки, соответствующие восьми анализам с высокой дискордантностью из пробы K19-107, на диаграмме с конкордией (см. рис. 1, А) расположены не хаотически, а вдоль линии, образуя дискордию Disc-1 (см. рис. 1, А), пересекающую конкордию вверху – 2615 ± 32 млн лет и внизу – 249 ± 110 млн лет. Дискордия Disc-2 (см. рис. 1, А), построенная по точке, соответствующей анализу a52, и точкам, сгруппированным около части конкордии, соответствующей возрасту 1.9 млрд лет, определяет верхнее пересечение 1892 ± 7 млн лет, а нижнее – 281 ± 7 млн лет. Нижние пересечения дискордий Disc-1 и Disc-2 соответствуют возрасту сибирских траппов.

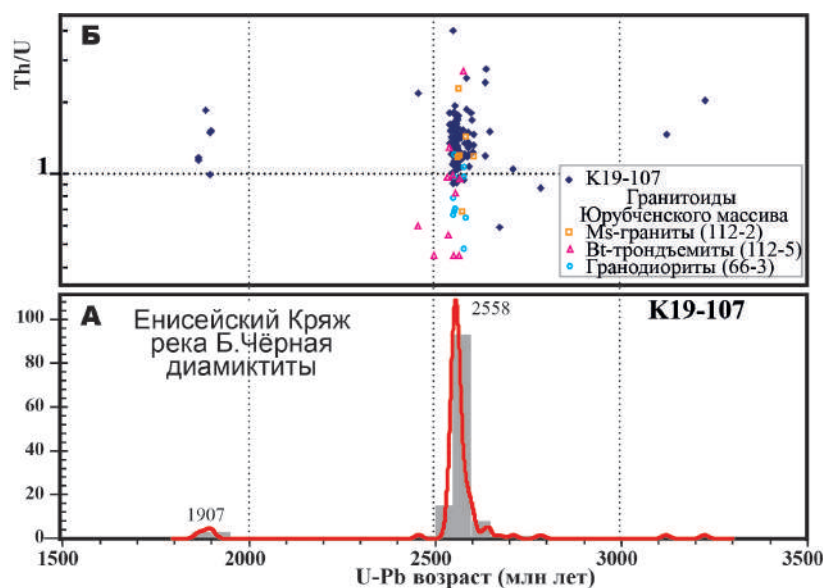


Рис. 2. Гистограмма и КПВ кондиционных U-Pb датировок dZr из пробы K19-107 (А) и величин Th/U в цирконе (Б). Данные по величинам Th/U в цирконе из гранитов Юрубченского массива из [7].

Для нескольких dZr из пробы K19-107 получены аномально высокие значения Th/U (см. рис. 1, Г). Дискордия, построенная по трем точкам, соответствующим самым высоким зафиксированным значениям Th/U в пробе (анализы а83, а75 и а73) и анализу а117 (Disc-3 на рис. 1, А), определяет нереальное отрицательное значение нижнего пересечения, а отсутствие точек в нижней части диаграммы критически ухудшает точность определения значения нижнего пересечения. Тем не менее визуальная тенденция для анализов с повышенными значениями Th/U качественно также поддерживает интерпретацию, в соответствии с которой изученные диамиктиты подвергались воздействию сибирских траппов. Т.е. зерна циркона с редко встречаемыми высокими величинами Th/U, локальным источником которых был один кристаллический комплекс, под воздействием траппов были подвержены разной степени потери свинца и поэтому расположены на дискордии. Аналогичные тенденции для дискордантных анализов характерны и для циркона из гранитов Юрубченского массива (см. рис. 1, А).

Таким образом, первичными источниками dZr в изученном нами матриксе диамиктитов были граниты, участвующие в строении кристаллического фундамента СП. При этом большая часть материала поступала из гранитов, аналогичных Мс-гранитам Юрубченского массива. Это подтверждает высказываемые ранее предположения о принадлежности Восточно-Ангарского блока Заангарья к СП [1, 4].

Исследования проведены по темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН; полевые работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00794), изотопные анализы и их обработка выполнены в ходе исследований по гранту МОН РФ (мегагрант 075-15-2019-1883 «Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов»).

- [1] Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.
- [2] 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.
- [3] Колесникова А.А., Кузнецов Н.Б., Покровский Б.Г., Баршин А.В., Московский Д.В. Древние диамиктиты (тиллиты) в нижнем течении реки Большая Черная на севере заангарской части Енисейского кряжа (вести с полей 2019) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 117–119.
- [4] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.
- [5] Николаев И.Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже // Известия Главного геолого-разведочного управления. 1930. Т. XLIX. № 7. С. 781–798.
- [6] Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, SR и хемотратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 197–221.
- [7] Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Травин А.В., Постникова О.В., Соловьева Н.В., Сабиров И.А., Спиридонов И.В. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.
- [8] Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 68).
- [9] Струнин Б.М., Тучрин А.В., Писаренко Р.И. Государственная геологическая карта. Лист Р-46-XX. Масштаб 1:200000. Л.: Картфабрика объединения «Аэрогеология». 1976.
- [10] Строженко А.А., Васильев Н.Ф. Карта золотоносности северной части Енисейского кряжа. Масштаб 1:200000. Красноярск: ОАО «Красноярскгеосъемка», 2012.
- [11] Хоментовский В.В. Ангарий Енисейского кряжа как стандартное подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 464–472.
- [12] Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskii D.V., Kuznetsov N.B., Kolesnikova A.A., Dubenskii A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M. Upper Triassic Sequences of the Crimean Mountains: First results of U-Pb dating of detrital zircons // Moscow University Geology Bulletin. 2020. V. 75. № 3. P. 220–236.
- [13] Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud'ko D., Malyshev S., Dubenskiy A., Sheshukov V., Kanygina N., Romanyuk T. Sturtian glaciation in Siberia: Evidence of glacial origin and U-Pb dating of the diamicrites of the Chivida Formation in the North of the Yenisei Ridge // Precambrian Research. 2020. V. 345. 105778. doi:10.1016/j.precamres.2020.105778.



АППАРАТНОЕ И ПРОГРАММНОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ УРАНА И СВИНЦА В ПРОЦЕССЕ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА МЕТОДОМ LA ICRMS И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЮ

А.Б. Кузьмичев

Москва, Геологический институт РАН, nsi.kuzmich@yandex.ru

В большинстве случаев на одноколлекторном масс-спектрометре указанным методом измеряют пять масс: 206, 207, 208, 232 и 238. Массу 235 рассчитывается исходя из отношения $238/235$, равного 137.88 в современном изотопном составе урана. В наибольшей степени фракционируют именно уран и свинец. Фактическое фракционирование этих элементов происходит в процессе лазерной абляции и транспортировки аэрозоля (1), в плазменном факеле (2), в масс-спектрометре (3) и на детекторе (4).

1. Явление фракционирования во время абляции охарактеризовано во множестве работ и выражено в увеличивающейся доле изотопов свинца (и кажущемся увеличении возраста) по мере углубления абляционного колодца. Скорость проникновения лазера (поглощение излучения) различается в кристаллах разного цвета и с разной степенью нарушенности структуры, соответственно различается степень фракционирования (matrix effect). Также Pb/U зависит от соотношения гелия и аргона и от скорости продувки каждого из них. 2. Разные участки плазменного факела различаются по степени ионизации свинца и урана, что обычно приводит к увеличению доли урана (эффект, противоположный предыдущему). Это отчасти компенсируется формированием комплексного иона $^{254}\text{UO}^+$, которое происходит с разной эффективностью в разных участках факела. Эти явления с большим или меньшим успехом стараются минимизировать во время тюнинга. 3. Более тяжелые ионы обрабатываются масс-спектрометром эффективно, что приводит к увеличению доли массы 238 по сравнению с 206 и 207 (и к омоложению возраста). Это явление присуще масс-спектрометрам любого типа (mass discrimination, mass bias). 4. На детекторе невозможно с одинаковой эффективностью обработать низкий и высокий потоки ионов (рассмотрено ниже), что определяется как нелинейность детектора. В обычном случае интенсивный ионный ток типичен для массы 238, а слабый (для молодых цирконов очень слабый) сигнал характерен для масс 206 и 207. Все перечисленные явления сильно влияют на соотношения $206/238$ и $207/235$, слабо влияют на $207/206$ и, по неизвестной причине, слабо отражаются на отношении $208/232$.

В одноколлекторном масс-спектрометре сигнал регистрируется SEM (secondary electron multiplier) детектором. Каскад диодов умножает поток электронов, выбитых ионом, пока на последнем диоде он не достигает регистрируемой величины, которая фиксируется как каунт. Теоретически единичный ион соответствует единичному каунту, но в нашем случае каунты регистрируются порциями, размер которых зависит от времени усреднения (измерения) сигнала (dwell time) для конкретной массы, измеряемого десятками миллисекунд. В режиме счета ионов детектор регистрирует сигнал, интенсивность которого меняется от нескольких десятков до нескольких миллионов cps (count per second). Вряд ли возможно создать устройство, одинаково точно измеряющее сигналы, интенсивность которых меняется на пять порядков. Отчасти нелинейность компенсируется введением коэффициента пересчета по определенной формуле, значимым параметром для которого является dead time, измеряемое в наносекундах и прописываемое на начальном экране управляющей программы. Эта величина отражает время, требуемое детектору для восстановления способности регистрировать последующий сигнал после предыдущего, и расчетный коэффициент зависит от интенсивности сигнала. На высоких интенсивностях разница между реально измеренным сигналом (dead time = 0) и сигналом с введенной поправкой может достигать 10 %. В нашем случае это касается преимущественно массы 238. Многочисленные попытки определить реальную величину dead time по процедуре, прописанной в инструкции к прибору, не дали осмысленного результата. Эксперименты по параллельному измерению масс 235 и

238 посредством лазерной абляции привели к величине 0 нс, а в отдельных экспериментах даже к отрицательным значениям. Причина, вероятно, в недокументированном предустановленном значении dead time на управляющей плате. В случае старого детектора и/или слишком низкого напряжения на детекторе определить/подобрать правильное значение этого параметра может оказаться невозможным.

Первичные результаты замеров записываются управляющей программой в .dat файле в шестнадцатеричном формате, и на этой основе программа формирует FIN2 (текстовые) файлы (допуская при этом арифметические ошибки), которые могут быть импортированы в Iolite и Glitter. «Добрые люди» взломали формат dat-файлов, и мы узнали много интересного. Это открывает возможность (пока теоретическую) самостоятельно формировать корректные FIN2 файлы, пересчитывать сессии с иным значением dead time, рассчитывать и вводить корректные значения ACF (analog conversion factor).

При интенсивности сигнала, превышающей пять млн cps, детектор переходит в аналоговый режим измерения интенсивности ионного тока: фактически регистрируется разность потенциалов на 7-м(?) диоде. Пересчет вольт в cps происходит путем умножения на коэффициент ACF (analog conversion factor). Это динамическая величина, которая прописывается в системном реестре Windows и которая рассчитывается управляющей программой путем параллельных измерений каунтингового и аналогового сигналов в режиме both. Если измерять массу 238 только в аналоговом режиме, то это создаст соблазн записать в системном реестре требуемое значение, подобрав его таким образом, чтобы компенсировать фракционирование, о котором шла речь выше. Это была тупиковая часть наших экспериментов, и делать это я не рекомендую по ряду причин.

Все перечисленные разнонаправленные факторы фракционирования изотопов (как аппаратные, так и программные) в распространенных программах редукции данных, таких как Glitter и Iolite, нивелируются посредством калибровки измеренных отношений 206/238, 207/235 и 208/232 по истинным (измеренным TIMS методом) отношениям, известным для стандарта. Рассчитанный коэффициент применяется к остальным анализам. Такая калибровка не всегда успешна (что проверяется по контрольному стандарту) вследствие многофакторности системы и разных свойств циркона. Наибольшие отклонения, как можно предсказать из вышеперечисленного, возникают для 206/238 и 207/235. Отклонения от истинных значений для 207/206 и 208/232 существенно меньше, и это следует иметь в виду при оценке результатов и при интерпретации дискордантности. Прямая дискордантность (овал ошибок ниже графика конкордии на изотопной диаграмме в координатах 206/238 vs. 207/235) может быть вызвана тремя причинами: потерей радиогенного свинца, прибавкой обыкновенного свинца, переоценкой сигнала массы 238 вследствие некорректных измерений. Сравнение с возрастами по 207/206 и 208/232 и инкрементная интеграция, возможная в программе Iolite, в большинстве случаев позволяют выяснить причину дискордантности и иногда спасти анализ. Обратная дискордантность почти наверняка является следствием недооценки массы 238 и может быть выявлена инкрементной интеграцией, а часто и вылечена путем построения дискордии. При этом не следует придавать большого значения параметру «процент дискордантности», который обычно как раз и рассчитывается по несоответствию возрастов 206/238 и 207/235, причины чего мы только что обсудили. Следует иметь в виду два момента. 1. Если причина дискордантности в неверно скомпенсированном фракционировании урана и свинца, то это не влияет на корректность возраста по отношениям 207/206 и 208/232. Возможность датирования цирконов по отношению 208/232 недооценена, и при измерениях этим массам обычно назначают неоправданно малые времена интеграции. 2. При оценке степени дискордантности следует учитывать диапазон ошибок. Математически, если овал ошибок (2 сигма) пересекает график конкордии, то анализ является конкордантным, даже если дискордантность составляет 100 %. Чтобы избежать при этом громоздких овалов на графике, следует контролировать скорее процент ошибки. Но даже если овал доверительных отношений не пересекает конкордию, то он также может быть принят в расчет при датировании магматических комплексов. Например, рой анализов контрольного стандарта, группирующийся вокруг некоей точки на графике конкордии, часто включает в себя дискордантные анализы, которые, однако, обсчитываются единым кластером с конкордантными. При этом необходимо учитывать то, что величина ошибки может рассчитываться по-разному разными программами и сильно зависит от полноты интеграции калибровочных стандартов и от корректного выбора сплайна, описывающего дрейф прибора, поэтому жестко установленные критерии отбраковки анализов по проценту дискордантности применять не следует.

Отдельной темой является оценка MDA (maximum depositional age), которая будет обсуждена при наличии времени.



ПОПЫТКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИСАКОВСКОГО ДОМЕНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Б. Кузьмичев¹, А.А. Стороженко², М.К. Данукалова¹, В.Б. Хубанов³, А.С. Дубенский¹

¹ Москва, Геологический институт РАН, nsi.kuzmich@yandex.ru

² Красноярск, Красноярская геологосъемочная экспедиция

³ Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Исаковский домен (террейн) расположен в северо-западной части Енисейского кряжа и сложен породами второй половины неопротерозоя, надвинутыми на окраину Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя [1, 2]. Восточная часть домена представляет собой комплекс аккреционной призмы, включающий чешуи океанической литосферы [3, 4]. Западная часть домена отличается преобладанием вулканогенно-осадочных и вулканических пород дифференцированной (надсубдукционной) серии, которые обычно характеризуются как «метатифы». Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи этой части кряжа закартированы в составе трех свит, которые ниже условно объединены нами в киселихинскую серию. Опубликовано два определения U/Pb изотопного возраста магматических пород западной части домена. Возраст доскладчатых «островодужных» гранитов Усть-Порожнинского массива составляет 700 млн лет [5], возраст постскладчатых порфировидных гранитов Осинковского массива – 550–540 млн лет [6]. Для определения возраста вулканитов А.А. Стороженко по просьбе первого автора отобрал серию образцов в бассейнах рек Солоха и Бараниха из пород киселихинской серии и выделил циркон из пяти образцов в количестве 40–500 зерен. Породы были интерпретированы в поле как туфы и туффиты. Вместе с цирконами к четырем образцам также были переданы шлифы.

Образцы циркона были проанализированы на одноколлекторном ICP масс-спектрометре Element XR (Element 2) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) (шайба с крупными цирконами) и ГИН РАН (г. Москва) (мелкие цирконы). Результаты оказались неожиданными.

Образец 441202, судя по шлифу, оказался кварцитом с проросшими друг в друга зернами с незначительной примесью плагиоклаза. Локальные участки матрикса сложены мелкокристаллическим агрегатом серицита, кварца, хлорита. Образец содержит только палеопротерозойские и архейские цирконы фундамента Сибирского кратона (123 корректных определения).

Образец 439604 представляет собой чистый, совершенно не измененный, вулканомиктовый крупнозернистый сортированный песчаник. Порода целиком сложена обломками риолитов, дацитов, андезитов и фенокристов кварца, плагиоклаза и санидина. Большая часть проанализированных (121 корректный анализ) цирконов имеет возраст в интервале 750–600 млн лет с главным пиком 650 и дополнительным 710 млн лет. При интеграции с меньшим окном в главном кластере (650 млн лет) обнаруживаются два близких пика 640 и 658 млн лет, второй пик просчитывается как 712 млн лет. Кроме доминирующей позднепротерозойской группы, небольшое количество зерен имеют палеопротерозойский и архейский возраст. Несколько зерен имеют вендский возраст, одно зерно – около 500 млн лет. Два зерна с возрастом около 250 млн лет, вероятно, объясняются засором.

Три остальных образца: **439402**, **439403** и **439703** (85, 42 и 29 корректных датировок соответственно), судя по двум имеющимся шлифам, действительно могут интерпретироваться как туфы или туффиты. Породы содержат обломки слабоизмененного (слабопреломляющего) вулканического стекла, обломки монокристаллического кварца и санидина. Породы карбонизированы. Во всех образцах отмечено некоторое количество цирконов из пород фундамента Сибирского кратона. Более молодые возрастные кластеры следующие: для первого из перечисленных образцов 500 и 900 млн лет; для второго – 500 млн лет (три зерна), растянутый кластер с интервалом 700–920 с локальными пиками 720, 820, 910 млн лет; для третьего – 900 (три анализа), 590 (три анализа) и 500 млн лет (12 анализов); шесть зерен последнего образца имеют девонский и каменноугольный возраст и интерпретированы как засор.

Интерпретация. Образец **441202** к туфам западной части Исаковского домена не имеет отношения. Возможно, он происходит с какого-то уровня чапской серии.

В образце **439604**, вероятно, представлен полный или почти полный реестр возрастов магматических пород, слагающих западную часть Исаковского домена. В центральной зоне кряжа породы такого возраста редки. Однако проанализированная порода не является туфом. Это свежий полимиктовый-вулканомиктовый песчаник-гравелит, не затронутый метаморфизмом или деформациями. Похожие пики отмечались в породах вороговской и тасеевской серий.

В образцах **439402**, **439403** и **439703** главный кластер в распределении возрастов, который соответствовал бы возрасту синхронного вулканизма, не выявлен, что ставит под сомнение заключение о том, что это туфы кислого состава. Среди неопротерозойских цирконов преобладают раннепротерозойские зерна, источником которых, очевидно, является центральная зона кряжа. На преобладающий восточный источник кластики указывает также и присутствие раннедокембрийских «сибирских» цирконов. Во всех трех образцах обращают на себя внимание цирконы с возрастом около 500 млн лет (верхний кембрий), источник которых неизвестен. Всего насчитывается 28 анализов в интервале 480–515 млн лет (по всем четырем изотопным отношениям), из которых 20 образуют компактный кластер с конкордантным возрастом 499.4 ± 1.9 млн лет, MSWD=0.77. Первоначально мы пробовали связать эту популяцию с возрастом вулканитов подъемской свиты чапской серии – наиболее молодого вулканического комплекса в ближайших окрестностях, однако катодолюминесцентные изображения не подтверждают это предположение. Они демонстрируют кристаллы и их обломки с магматической секториальной и осцилляционной зональностью, иногда нарушенной вследствие метаморфического воздействия, встречаются кристаллы с метаморфическими оболочками. Такие зерна могли бы принадлежать какому-нибудь мигматитовому комплексу.

Судя по шлифам, проанализированные породы совершенно не метаморфизованы, чем отличаются от метаморфических пород киселихинской серии, слагающих большую часть западной зоны Исаковского домена. Севернее опробованного участка серия представлена хлорит-мусковитовыми и гранат-слюдяными сланцами, обычно милонитизированными и диафторированными, утратившими не только седиментационные, но и первичные метаморфические черты. По ряду признаков проанализированные породы скорее можно отождествить с разными уровнями вороговской и чапской серий венда. Задачу датирования вулканических пород западной зоны мы отчасти выполнили, проанализировав вулканомиктовый гравелитистый песчаник **439604**, в котором обнаружен полный набор ожидаемых возрастов позднего неопротерозоя. Три образца роднит присутствие загадочного кластера 500 млн лет. Хотя наличие явного засора в двух образцах из пяти компроментирует всю коллекцию, мы все же надеемся подтвердить присутствие такого кластера в других объектах и рассчитываем, что он найдет разумное объяснение.

- [1] Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.
- [2] Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 419–441.
- [3] Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1188.
- [4] Кузьмичев А.Б., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Данукалова М.К., Хубанов В.Б. Эволюция Енисейской окраины Сибирского палеоконтинента в докембрии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 18. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. С. 204–205.
- [5] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // ДАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.
- [6] Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Первые данные о поздневендском гранитоидном магматизме северо-западной части Саяно-Енисейского аккреционного пояса // Геохимия. 2017. № 9. С. 800–810.



ГЕРЦИНСКИЙ МАГМАТИЗМ И ЭТАПЫ ТЕКТОГЕНЕЗА ИРТЫШ-ЗАЙСАНСКОГО ОРОГЕНА

М.Л. Куйбида, О.И. Шушуев

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

Изучение индикаторных магматических комплексов и оценка их значимости для палеореконструкций привлекают пристальное внимание многих исследователей [1–3]. Классификация и идентификация этих комплексов позволяют ограничить структурно-вещественную информацию и далее, оперируя ею как «маркером», перейти к расшифровке и выявлению главных рубежей эндогенной активности. Предметом рассмотрения является гранитоидный магматизм Алтайского орогена, маркирующий активизацию и главные этапы тектогенеза во фронтальной части Сибирского континента в позднем палеозое. Косая субдукция океанической литосферы под сближающиеся континентальные блоки Казахстана и Сибири, при одновременном их вращении по часовой стрелке, и завершающие закрытие палеобассейна косая коллизия и генеральные левосдвиговые деформации привели к формированию Алтайской аккреционно-коллизийной системы [4]. Целью является в первом приближении проследить смену различных геохимических типов гранитоидов на продолжительном временном отрезке от начала субдукции до внутриплитного этапа, при этом, учитывая данные по региональной геологии предшествующих и материалы исследований по смежным территориям, постараться приблизиться к ответу на вопрос о геодинамической эволюции фронтальной части Сибирского континента.

В раннесреднедевонский надсубдукционный этап на активных окраинах Казахстанского и Сибирского континентов, разделенных Иртыш-Зайсанским палеоокеаном, были синхронно сформированы два вулканоплутонических пояса: Жарма-Саурский и Алтайский, включающие раннесреднедевонские гранитоиды *I*-типа (387 млн лет [5] и 395–387 млн лет [6]). В последнем случае интерпретация природы инициального магматизма остается противоречивой, поскольку во фронтальной части активной окраины (Рудный Алтай) в позднем эмсе – фране развивался антидромный бимодальный вулканизм, связанный с рифтогенными процессами в мелководноморской среде, предположительно, в обстановке задугового бассейна [7]. На границе среднего и позднего девона в преддуговой части Алтайского орогена прекращается формирование аккреционного клина, происходит «воздымание» блоков океанической коры, активизируются тектонические движения сдвиговой кинематики с формированием метаморфических комплексов *HT/LP*-типа, проявившихся практически во всех крупных разломных зонах Горного Алтая. В этот период фиксируется прекращение вулканизма в линейных надсубдукционных ареалах и формирование локальных ареалов бимодального вулканизма, в том числе антидромного, включающего щелочные базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками [8]. Во фронтальной части (Рудный Алтай) произошло массовое внедрение гранитоидов *I*- и *A*₂-типа (378–372 млн лет [9]). Геодинамический режим, предположительно, мог соответствовать окраинно-континентальной трансформной обстановке. Обстановке континентальной аккреции, сменившейся на границе девона – карбона окраинно-континентальный трансформный режим, соответствуют деформации океанического бассейна в преддуговой части Алтайской активной окраины, сопровождавшиеся надвигообразованием океанической коры, высокоградиентным метаморфизмом *HT/LP*-типа и анатексисом *I*-гранитоидов «аккреционного» типа внутри палеоокеанических структур (362–352 млн лет [10]). Кратковременные события синсдвигового растяжения во фронтальной части Алтайского орогена продолжились в раннем карбоне. В этот период (354–333 млн лет) произошло формирование малых интрузий «low-Al» плагиогранитов, ассоциирующих с синтектоническими дайковыми поясами долеритов-диоритов-монцонитов значительной протяженности (140–600 км) и локальными ареалами базальтов и андезитов [11]. В Жарма-Саурской зоне в это время предполагается завершающая стадия надсубдукционного вулканизма (347–343 млн лет [12]). Начиная с этого момента фиксируется синхронность магматизма окраин Сибирского и Казахстанского континентов, выразившаяся в формировании ин-

трузий диоритов-монцонитов-гранодиоритов не только в Жарма-Сауре, но уже и в континентальной части Казахстанского континента (Тарбагатае), 346–332 млн лет [13].

Рубеж раннего и позднего карбона соответствует коллизии Сибирского и Казахстанского континентов, достигшей своего пика через 20 млн лет после начала косого взаимодействия. Этому временному отрезку соответствует накопление континентальных и морских моласс, а также масштабное гранитообразование, захватившее, в первую очередь, фронтальные части активной окраины, и частично проявившееся внутри уже закрывшегося палеобассейна. В Рудном Алтае произошло образование «high-Al» ТТГ-серии и ассоциирующих с ней гранитоидных даек с ориентировкой 75 и 310° [14]. В Жарма-Саурской зоне были субсинхронно сформированы близкие по составу серии и диоритовые дайки, контролируемые близкой системой деформаций 280–310° (321 млн лет [15]): в юго-западной части Китайского Алтая – тоналиты-гранодиориты (318 млн лет). В Чарской сутурной зоне, маркирующей закрывшийся палеобассейн – «high-Al» тоналиты-плагиограниты (323 млн лет [16]). В Калбинской зоне – гранитоиды с адакитовыми характеристиками (324 млн лет [17]).

Стадия позднеколлизийного тектогенеза заключена между двумя этапами деформаций, первому из которых соответствует смена режима коллизийного сжатия на сдвиг, а второму – начало вертикальных блоковых движений фундамента. Трансформация позднеколлизийной обстановки во внутриплитную на рубеже карбона – перми и дальнейшее развитие последней сопровождались формированием непрерывной магматической колонны, включающей гранитоиды разных геохимических типов. Смена ориентировки тектонических деформаций (со сжатия на сдвиг) определяется по микроструктурным данным и формированию габброидов в Иртышской сдвиговой зоне (312 млн лет [18]). Этому этапу тектогенеза соответствует внедрение в Калбинской зоне синдеформационных интрузий северо-западного простирания, согласных с общим планом территории и сложенных «high-Al» ТТГ-серией (306–292 млн лет). Состав гранитоидов указывает на то, что ороген в этот момент еще имел достаточно большую мощность, чтобы могли быть сгенерированы магмы при давлениях более 10 кбар. Однако уже в ранней перми масштабная генерация гранитоидов с характеристиками S - и A_2 -типа [18], образованных при существенно более низких давлениях, свидетельствует о завершении коллизийного этапа, развале Иртыш-Зайсанского орогена и переходе территории к внутриплитному (континентальному) режиму.

Работа выполнена согласно плану фундаментальных научных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск).

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- [2] Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и процессы формирования континентальной коры каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2011. № 1. С. 28–57.
- [3] Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345.
- [4] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизийных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
- [5] Zhang D.Y., Zhou T.F., Yuan F. The discovery on the Early Paleozoic magmatism in the Sawuer area, West Jungar // Acta Petrological Sinica. 2015. V. 31. P. 415–425.
- [6] Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П. и др. Надсубдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава // ДАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 317–324.
- [7] Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N., Safonova I.Y., Sun M., Komiya T., Wong J., Aoki S., Murzina N.M., Nikolaeva I., Semenova D.V., Khlestov M., Shelepaev R.A., Kotler P.D., Yakovlev V.A., Naryzhnova A.V. Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 312–338.
- [8] Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтае-Саянской складчатой области (средний палеозой) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. Т. 1. С. 273–275.
- [9] Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Гусев Н.И. и др. Эволюция Алтайской активной окраины в позднем девоне: магматизм, деформации, особенности осадконакопления // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогенетическое прогнозирование: Материалы совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 96–97.
- [10] Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Волкова Н.И. и др. Особенности состава, источники и механизм формирования гранитоидов Прииртышского комплекса, Восточный Казахстан // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 208–224.

- [11] Гусев Н.И., Мурзин О.В. Раннекаменноугольный габбро-гранитоидный магматизм в российском Рудном Алтае // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Материалы II международной геологической конференции. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2014. С. 60–62.
- [12] Shen P., Shen Y., Liu T. Geology and geochemistry of the Early Carboniferous Eastern Sawur caldera complex and associated gold epithermal mineralization, Sawur Mountains Xinjiang China // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. V. 32. P. 259–279.
- [13] Yin J.Y., Yuan C., Sun M. et al. Late Carboniferous high-Mg dioritic dykes in Western Junggar, NW China: geochemical features, petrogenesis and tectonic implications // Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 145–152.
- [14] Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В. и др. Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1668–1684.
- [15] Yuan C., Sun M., Xiao M.J. et al. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: insights from Paleozoic granitoids // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 22–39.
- [16] Kuibida M.L., Safonova I.Yu., Yermolov P.V. et al. Early Carboniferous tonalities and plagiogranites of the Char suture-shear zone in East Kazakhstan: implications for the Kazakhstan-Siberia collision // Geosciences Frontiers. 2016. V. 7. P. 141–150.
- [17] Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // ДАН. 2009. Т. 424. № 1. С. 84–88.
- [18] Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация Калба-Нарымского гранитоидного батолита, Восточный Казахстан // ДАН. 2015. Т. 462. № 2. С. 565–569.



ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) В ЭДИАКАРИИ – РАННЕМ КЕМБРИИ

А.В. Куликова^{1,3}, М.М. Буслов^{1,3}, В.А. Симонов^{1,2,3}, А.В. Котляров^{1,3},
Д.В. Семенова^{1,3}, А.В. Травин^{1,2}

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Ak_Cool@mail.ru

² Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

³ Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Курайская аккреционная зона находится в юго-восточной части Горного Алтая и является уникальным объектом, на примере которого можно восстановить геодинамические процессы в аккреционно-субдукционных орогенах. В Курайской аккреционной зоне выделяются следующие геодинамические ассоциации [1]: 1) вулканогенно-осадочные породы Кузнецко-Алтайской островной дуги; 2) образования Курайской аккреционной призмы островной дуги; 3) осадки Ануйско-Чуйского преддугового прогиба.

В структуру Курайской аккреционной призмы входят различные по составу и размерам тектонические пластины палеосимаунтов, а также чаган-узунских офиолитов. Метаморфические породы присутствуют в составе призмы в виде блоков в серпентинитовом меланже, а также отдельных линз и пластин и, как правило, приурочены к офиолитам. Вышеперечисленные пластины перемежаются с отложениями олистостром и турбидитов [2, 3]. На северо-востоке аккреционная призма граничит с вулканогенно-осадочными образованиями курайских офиолитов, сформированных в условиях примитивной Кузнецко-Алтайской островной дуги. Ранее [2, 3] была предложена модель формирования аккреционного клина Курайской зоны 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.

Полученные данные по базит-ультрабазитовым комплексам свидетельствуют об их формировании в условиях океанической коры. Всесторонние исследования (геохимические, минералогические и термобарогеохимические) показали, что ультрамафиты Чаган-Узунского массива сформировались в условиях срединно-океанического хребта и в дальнейшем были преобразованы в результате магматических и метаморфических процессов. Данные по базальтовым комплексам показывают, что характер магматизма соответствовал главным образом ОИБ, реже ОПВ [3, 4]. Результаты петрохимических и геохимических исследований метабазитов Курайской аккреционной зоны показали фактически единый для них протолит (базальты типа N-MORB, реже E-MORB, ОИБ), что хорошо коррелируется с данными по базит-ультрабазитовым комплексам.

По условиям формирования метабазиты можно разделить на две группы. Первая группа высокобарических пород, объединяющая эклогиты и гранатые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже Чаган-Узунского массива и из отдельных тектонических пластин, сформировалась в результате субдукции и последующей эксгумации маломощной океанической коры. Полученные возрасты эклогитов и гранатых амфиболитов позволили выделить три дискретных события: 629 ± 5 , 585 ± 4 и 524 ± 4 млн лет [5–7]. Возраст 629 ± 5 млн лет отражает формирование эклогитов в зоне субдукции и их последующую эксгумацию. Возраст 585 ± 4 млн лет, вероятно, отражает последнее столкновение крупного палеосимаунта с островной дугой, заклинивание и перескок зоны субдукции. Возраст 524 ± 4 млн лет, скорее всего, отражает продолжающиеся аккреционно-коллизийные процессы в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги. Во вторую группу попадают безгранатые амфиболиты и гранат-пироксен-амфиболовые породы. Совместно они образуют инвертированный зональный комплекс «метаморфической подошвы» чаган-узунских офиолитов, механизм формирования которой предполагает динамотермальное воздействие ультрабазитов всяческого крыла при субдукции молодой океанической коры. По геохронологическим данным «подошва» была образована 598–610 млн лет назад [5, 7].

При изучении пластин олистостром, входящих в состав аккреционной призмы в ее южной и западной части, в составе данных грубообломочных толщ выделялись два компонента: крупные блоки базальтов типа N-MORB и OIB, габбро, кремнистых и карбонатных пород, погруженные в песчано-алевролитовую массу, преобразованную в зеленосланцевой фации метаморфизма. При петрографическом изучении песчано-алевролитовые породы можно разделить на два типа: 1) матрикс олистостромы, для которого характерны массивная текстура, полимиктовый состав обломков с обилием плагиоклаза и эффузивных основных пород, а также присутствие граната и 2) фоновые осадки глубоководного желоба с преимущественно кварцевым составом обломков и градационно-слоистой текстурой. Нами были продатированы цирконы из матрикса олистостромы U-Pb методом. Выделяется два наиболее крупных пика: 627 млн лет, который хорошо коррелируется с возрастом высокобарического метаморфизма в Курайской аккреционной зоне, и 820 млн лет, а также единичные цирконы более древнего возраста. Изученный состав и геохронология грубообломочных толщ может говорить о наличии в числе источников сноса пород островной дуги, а также офиолитов, палеосимаунтов и высокометаморфизованных пород, входящих в состав аккреционной призмы. Таким образом, можно предположить, что пластины олистостром в составе Курайской аккреционной призмы были сформированы в глубоководном желобе и в дальнейшем были вовлечены в состав аккреционного клина.

В районе пос. Акташ Курайская аккреционная призма перекрывается через базальные конгломераты грубообломочными отложениями чибитской свиты Ануйско-Чуйского преддугового прогиба [8]. Из крупнозернистых песчаников чибитской свиты были выделены цирконы магматического генезиса с Th/U отношением 0.17–0.48. По U-Pb датированию детритовых цирконов выделяется один источник сноса с явно выраженным пиком в 520 млн лет. На данном этапе аккреционный клин был полностью перекрыт осадками преддугового прогиба и снос поступал только с островной дуги.

Таким образом, можно проследить геодинамическую эволюцию Курайской зоны. В неопротерозое происходило формирование ультрамафитов Чаган-Узунского массива в условиях срединно-океанического хребта. Внутри океана действовали горячие точки, приведшие к образованию палеосимаунтов и океанических плато. В дальнейшем субдукция океанической коры приводит к заложению примитивной островной дуги. В эдиакарии в зоне субдукции начинают формироваться высокобарические породы, «метаморфическая подошва», закладывается аккреционный клин. Вулканические поднятия приближаются к зоне субдукции и покрываются мощным чехлом осадков. Происходит их столкновение с островной дугой, заклинивание зоны субдукции и обратные течения вещества в аккреционном клине. В результате происходит эксгумация высокобарических пород, а также «метаморфической подошвы» совместно с пластиной офиолитов. В кембрии – ордовике преддуговой прогиб заполняется обломочным материалом, образованным при разрушении островной дуги.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке Министерства образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации Постановления Правительства Российской Федерации № 220.

- [1] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор 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.
- [2] 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.
- [3] 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.
- [4] Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера. 2004. № 3. С. 84–96.
- [5] Куликова А.В. Условия формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2018. 22 с.
- [6] Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В. Геохронология метаморфических пород Курайского аккреционного клина (юго-восточная часть Горного Алтая) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1049–1063.

- [7] 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.
- [8] Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ Горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 789–798.



ГОЛОУСТЕНСКАЯ СВИТА НА ВОДРАЗДЕЛЕ ХЕЙРЕМ – РИТЫ: К СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)

И.В. Латышева^{1, 2}, А.В. Шацлло³

¹ Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com

² Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

³ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Голоустенская свита составляет основание мощной толщи осадочных пород байкальской серии неопротерозойского возраста, широко развитой в Прибайкалье. В разном объеме голоустенская свита присутствует на восточных и западных склонах Байкальского и Приморского хребтов на всем западном побережье оз. Байкал. Один из наиболее полных разрезов голоустенской свиты, общей мощностью около 1 км, изучен нами в районе мыса Рытый, на водораздельном хребте между долинами рек Хейрем и Риты.

Контакт с породами фундамента и нижняя часть голоустенской свиты вскрываются в правом борту р. Риты на высоте ~1650 м. В основании свиты находится пачка диамиктитов зеленовато-серого цвета мощностью от 2 до 4 м [2]. Литологические особенности диамиктитов (различный состав, размер, степень окатанности и сортировки обломков, наличие в породе обломков «утюгообразной» формы, штриховка и борозды на поверхностях некоторых обломков, песчано-алевритовый состав матрикса, массивная текстура) позволяют с уверенностью отнести их к породам ледникового происхождения. Диамиктиты с резким контактом перекрываются пачкой серых и кремовых слоистых доломитов, часто брекчированных, мощностью около 30 м. Изотопные характеристики углеродного состава этих доломитов [3] типичны для неопротерозойских постгляциальных «венчающих карбонатов».

Пачка диамиктитов не выдержана по простиранию – в 0.5 км к юго-западу признаки диамиктитов в разрезе отсутствуют и с гранитоидами фундамента граничит пачка вышележащих доломитов. Это может быть связано с тектоническим характером контакта гранитоидов фундамента и доломитов голоустенской свиты либо с фациальной изменчивостью базальных уровней свиты. Мы склоняемся к последнему варианту.

К контакту гранитоидов фундамента и пород голоустенской свиты приурочены полукоренные выходы субвулканических и вулканогенно-осадочных пород (предположительно риолитов и кристалло-литокластических туфов). Наличие в основании голоустенской свиты продуктов синхронного вулканизма [1] позволяет предполагать тесную временную связь вулканогенно-осадочных пород с голоустенской свитой.

Слоистые доломиты вверх по разрезу постепенно сменяются красноцветными ламинарными мергелями, которые сложены микритовыми доломитами с разным содержанием глинистого вещества и гематита. В красноцветных ламинарных мергелях присутствует несколько уровней с конседиментационными складками, мощность красноцветной пачки около 20–25 м.

Красноцветные ламинарные мергели постепенно сменяются пестроцветной (лиловые и зеленые тона) пачкой переслаивания слоистых известняков и тонкослоистых глинистых алевритов. Вверх по разрезу этой пачки окраска пород становится зеленовато-серой. Общая мощность пачки 30–35 м.

Выше залегает маломощная (~10 м) пачка серых мелкозернистых известняков, иногда песчанистых, в верхней части (~3 м) строматолитовых. Серые строматолитовые известняки постепенно переходят в розовато-бурые строматолитовые известняки, вверх по разрезу в них увеличивается содержание песчаного материала. Через 35–40 м строматолиты в разрезе полностью пропадают и известняки переходят в серые песчанистые известняки и кварцевые косослоистые и линзовидно-слоистые песчаники с карбонатным цементом (~30 м).

Песчаники с карбонатным цементом связаны постепенным переходом с пачкой белых кварцитовидных песчаников, включающих редкие прослои серых сланцев. Кварцитовидные

песчаники с линзовидной и градационной слоистостью нередко содержат более грубозернистые гравелитовые прослои. Мощность кварцитовидных песчаников ~250–300 м.

Далее к северу по хребту обнажена мощная толща (~400 м) зеленых и зеленовато-серых сланцев и алевролитов с редкими тонкими (до 10 см) прослоями глинистых известняков или доломитов. Среди сланцев находится интрузивное тело темно-зеленого цвета, с порфировой структурой, плотной массивной текстурой, мощностью ~15–20 м.

Сланцы (с тектоническим контактом) перекрыты небольшой по мощности (~10 м) пачкой белых кварцитовидных песчаников. В кровле этой пачки присутствуют грубозернистые песчаники и гравелиты, переходящие выше в зеленоватые и бурые глинистые породы с мелкими, до 1 см, гальками и примесью туфогенного материала и далее в коричнево-бурые туфобрекчии с большим количеством мелкозернистого матрикса, мощность этого прослоя ~1.5 м.

Выше залегает толща серых брекчированных доломитов мощностью ~15 м, перекрытых серыми сланцами, мергелями и черными оолитовыми известняками (20–30 м), литологически схожими с породами улунтуйской свиты (средняя часть байкальской серии).

Описанный разрез представляет собой «нижнее» (находящееся в нормальном залегании) крыло лежащей синклинальной складки. На это, в частности, указывает увеличение углов падения пластов по мере приближения к контакту с фундаментом, в явном виде замок этой складки наблюдается в верхней части разреза, сложенной черными оолитовыми известняками. Выше по водораздельному хребту наблюдаются редкие коренные выходы и курумные развалы, представленные кристаллическими сланцами, не характерными для голоустенской свиты и, в соответствии с ГК-200, относимыми к акитканской серии палеопротерозоя. Вероятно, контакт байкальской и акитканской серий тектонический и представляет собой крупный надвиг северо-западного направления.

Исследования соответствуют темам государственных заданий ИФЗ РАН и ГИН РАН. Полевые работы вдоль западного побережья оз. Байкал в июне – августе 2021 г. проведены за счет средств РФФИ (проект № 19-05-00794). Лабораторное изучение полевого материала и подготовка доклада выполнено за счет средств РНФ (проект № 21-77-10106).

- [1] 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 постседиментационная история // ДАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 370–374.
- [2] Шацилло А.В., Латышева И.В. Среднесибирский неопротерозойский гляциогоризонт в Прибайкалье: тиллиты Риты (вести с полей) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. С. 282–286.
- [3] Шацилло А.В., Латышева И.В., Колесникова А.А. Тиллиты основания байкальской серии – новое местонахождение и предварительные хеомстратиграфические и палеомагнитные данные по карбонатным постгляциальным толщам (Прибайкалье, разрез Риты) // Проблемы тектоники континентов и океанов: Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 346–350.



ГРАВИТАЦИОННО-ПРОТРУЗИВНЫЕ МИКСИТЫ – НЕ ДИАГНОСТИРУЕМЫЕ РАННЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРЕНОСА МАСС (ПРИРОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ И АНАЛОГОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

Среди стратифицированных отложений палеобассейнов известны пластообразные и линзовидные тела хаотических глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий, мусорных терригенных пород, известных как олистостромы, гравитационные и тектоно-гравитационные микситы, осадочные меланжи. Границы таких тел с подстилающими осадками обычно эрозионные, с признаками механического воздействия, контакты с перекрывающими толщами – седиментационные, с «обтеканием» тел пластами фоновых отложений. В то же время некоторые микситы не имеют характерных для подводно-оползневых тел структурных признаков механического воздействия на фоновые осадки и наблюдается торцовое притыкание к телу миксита недеформированных вмещающих отложений. Такой вариант отмечен в [1], однако без объяснения его природы.

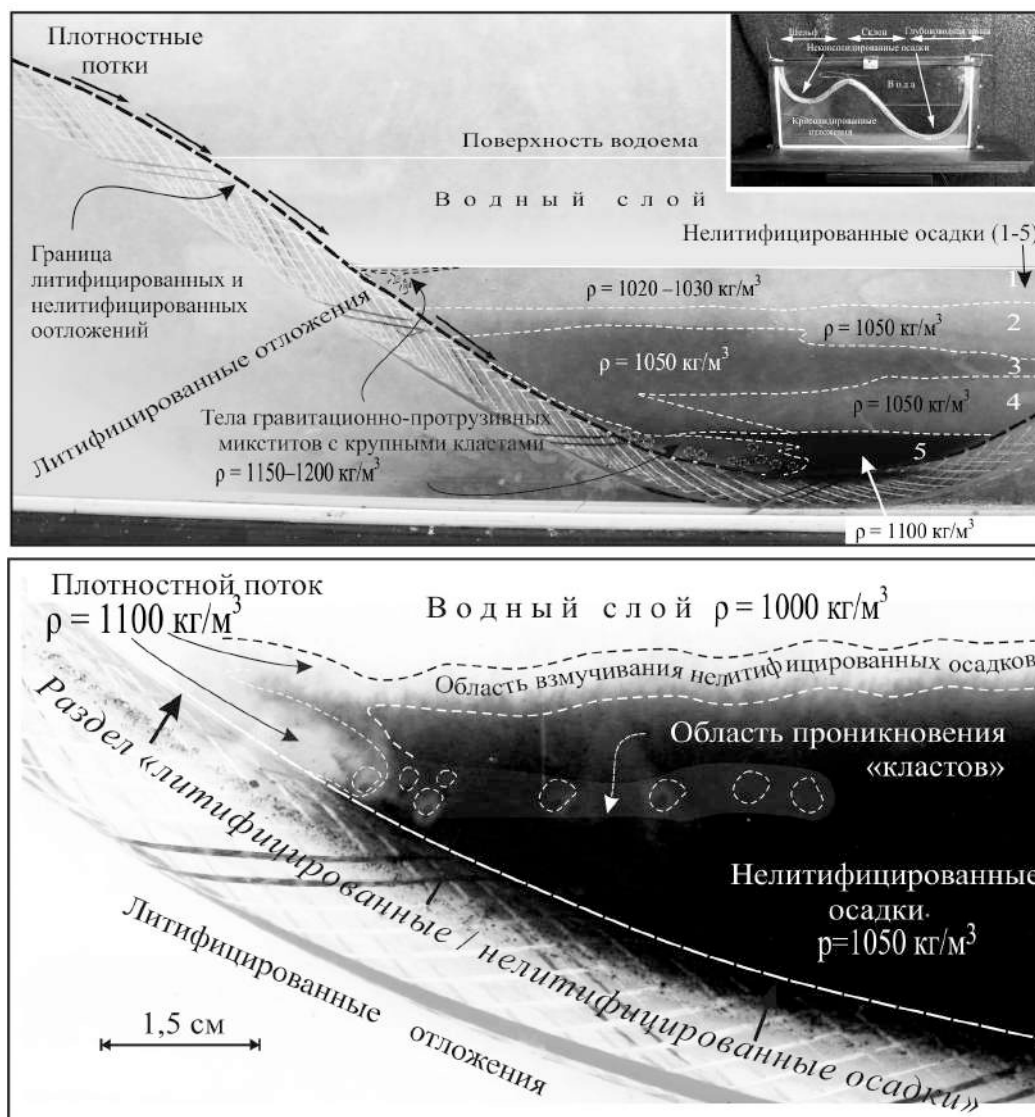
В современных водоемах развиты аналогичные палеомикситам «отложения переноса масс» (mass transport deposits) (ОПМ): фаны, дебрисовые и турбидные потоки, подводные оползни. Знания о них основаны на изучении современных процессов седиментации [3–6, 10, 11], анализе динамики потоков дискретных сред (зерновых потоков, снежных лавин) [1, 7], результатах аналогового и расчетного моделирования [2, 8, 12, 13]. Образование ОПМ связано с развитием гравитационных водно-каменных потоков на склонах осадочных бассейнов и отложением материала у подножия склона и на прилегающих участках дна бассейна [2–7].

Основным физическим параметром водно-каменных гравитационных потоков является удельная плотность ($\rho_{уд}$), что и определило их название – «плотностные потоки». Имея значительные массу, плотность и скорость, потоки, согласно известной зависимости ($E_k = mv^2/2$), обладают существенной кинетической энергией, реализуемой в их масштабном продвижении в область глубоководных равнин, разрыве подводных кабелей, выпаживании подводных каньонов, формировании валов нагнетания, инициации цунами и пр.

Плотностной поток – это двухфазная дисперсная среда, которой свойственны связанная и несвязная формы движения. В первом случае градиент скоростей частиц = 0 – поток движется как условно единое тело. Во втором – межзерновые связи ослаблены, градиент скоростей гранул > 0. Возникает «внутрипотоковое» течение. Обе формы могут сосуществовать в едином потоке. Возможно [13] «самоускорение» (self accelerating) плотностных потоков, за счет чего их энергия возрастает. В нижней части потока в результате гравитационного осаждения увеличивается объем включений, соответственно возрастает скатывающая сила и скорость потока [12, 13]. Во фронтальной части утяжеленная нижняя часть опережает основной поток и выдвигается вперед в виде языка, обладающего значительной кинетической энергией. Наибольшую E_k движущаяся масса приобретает в области перегиба склона, оказывая в подошве потока «подрезающее» действие [9].

В водно-каменных потоках прочность на разрыв на контакте твердых фрагментов значительно меньше их внутренней прочности, что является определяющим свойством гранулированных сред, для которых, в частности, характерны [7, 9] сверткучесть и исчезновение структурных признаков течения среды после остановки потока. При движении дебрисового потока происходит хаотическое соударение частиц, что может быть приравнено к явлению вибрации. Гранулярная структура и режим «вибрации» придают дебрисным потокам свойства вязкой жидкости.

По умолчанию принимается, что тела ОПМ отложились на поверхности дна и были перекрыты более молодыми осадками [3–6]. Однако, учитывая слабую связность донных отложений и высокую энергию ОПМ, допустимо предположить, что плотностные потоки могут



Варианты аналогового воспроизведения плотностных потоков. На врезке – установка для моделирования. Объяснения в тексте.

механически внедряться в податливые слабосцементированные донные осадки, прежде всего по градиентным плотностным границам отложений различного состава и степени литификации. В целях верификации этого предположения был осуществлен аналоговый эксперимент, включающий серию из пяти опытов (рисунок).

В качестве «поточковых субстанций» использованы жидкости и суспензии разной плотности. Правомерность такого подхода основана на следующем: плотностные потоки возникают в водной среде и представляют собой водные суспензии; плотность является параметром, во многом определяющим динамику гравитационных потоков; существуют проверенные численными расчетами аналоговые модели плотностных потоков с использованием водно-твердофазной суспензии [2]. Имитаторами осадочных слоев служили подкрашенные жидкости различной плотности (водно-соляно-глицерино-полимерные растворы). Плотностные потоки (значения плотностей указаны на рисунке) имитировались подкрашенными суспензиями (жидкая фаза – фруктовые соки с добавкой загустителя E418 и глицерина, твердая фаза – семена базилика).

Суспензии порциями выплескивались с шельфа на склон, образуя плотностные потоки. При определенных, эмпирически подобранных углах наклона поверхности склона и плотностных параметрах вещество потока по ослабленным зонам (границам слоев разной плотности) проникало внутрь неконсолидированных осадков, раздвигая их и формируя бескорневые изолированные тела. Наиболее часто внедрение плотностных потоков осуществлялось по граничной плоскости «консолидированных отложений» и «неконсолидированных осадков».

Таким образом, наличие своеобразных палеомикститов, анализ данных о динамике ОПМ и результаты эксперимента подтверждают возможность механического внедрения вещества плотностных потоков внутрь осадочного чехла, что позволяет говорить о существовании гравитационно-протрузивных микститов – не диагностируемого ранее типа отложений переноса масс.

Исследование выполнено по теме госзадания Геологического института РАН № 0135-2019-0047.

- [1] *Забродин В.Ю.* Модель ледника как идеальный объект теории динамических систем // Георесурсы, геознергетика, геополитика. 2011. Т. 1. № 3. С. 1–3.
- [2] *Завьялов И.Н., Жмур В.В.* Интенсивные взвесенесущие потоки в придонном слое океана на наклонном дне // Аэрокосмические исследования, прикладная механика. Труды МФТИ. 2010. Т. 2. № 3. С. 158–167.
- [3] *Козлов С.А.* Инженерно-геологическая стратификация Западно-Арктической нефтегазоносной провинции // Нефтегазовое дело. 2005. № 1. http://www.ogbas.ru/authors/Kozlov/Kozlov_3.pdf.
- [4] *Крапивнер Р.Б.* Проблема генезиса четвертичных отложений шельфа Баренцева моря как отражение общего кризиса ледниковой теории // Арктика и Антарктика. 2020. № 4. С. 80–102. doi:10.7256/2453-8922.2020.4.34164.
- [5] *Леонов М.Г.* Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
- [6] *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах / Ред. Ю.А. Богданов. М.: Наука, 1988. 310 с.
- [7] *Ревуженко А.Ф.* Механика сыпучей среды. Новосибирск: ЗАО «ОФСЕТ», 2003. 374 с.
- [8] *Соловьев А.С., Калач А.В., Паринов А.В.* Особенности математического моделирования зоны распространения снежной лавины // Вестник Воронежского института ГПС МЧС России. 2014. Вып. 4 (13). С. 64–68.
- [9] *Cambell C.S.* Rapid Granular Flows // Annual Review of Fluid Mechanics. 1990. V. 22. P. 57–92. doi:10.1146/annurev.fl.22.010190.000421.
- [10] *Chikita K.A.* Sedimentation by turbidity currents // Journal of the Faculty of Science. Hokkaido University. 1980. V. 6. № 2. P. 255–300.
- [11] *Hjelstuen B.O., Eldholm O., Faleide J.I.* Recurrent Pleistocene mega-failures on the S.W. Barents Sea margin // Earth and Planetary Science Letter. 2007. V. 258. P. 605–618.
- [12] *Parker G., Fukusshima Y.* Selfaccelerating turbidity currents // Journal Fluid Mechanics. 1986. V. 71. P. 145–181.
- [13] *Simpson J.E.* Gravity currents in the environment and laboratory. Ellis Workwood Ltd. Ser. in Environmental Science. 1987. 244 p.



ТАЛАСО-ФЕРГАНСКАЯ ТРАНСФОРМА КАК РАЗДЕЛ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ АЗИИ

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

Дать в тезисах хоть сколько-нибудь полную библиографию по вопросу невозможно, поэтому в тексте приведены лишь ФИО первых авторов публикаций, данные из которых использованы при подготовке доклада. Ссылки к рисункам приведены полностью. Таласо-Ферганский разлом (ТФР) – один из наиболее выразительных тектономорфологических элементов Средней Азии (рис. 1) – исследован многими геологами (*Д.В. Алексеев, Ю.С. Бискэ, В.Ю. Баталев, В.С. Буртман, Н.Н. Верзилин, А.М. Корженков, Ф.В. Миколайчук, А.К. Рыбин, В.Г. Трифонов, Г.Ф. Уфимцев, A. Band; A. Sobel, Y. Rolland*).

Разлом косо сечет Центрально-Азиатский пояс в пределах Тянь-Шаня и примыкающих к нему структур Казахстана и Тарима. (*Y. Rolland*). В генеральном плане зона разлома представляет собой синтетический Каратаусско-Таласо-Ферганско-Западно-Таримский правый сдвиг (протяженность более 1500 км), являясь одной из крупнейших внутриконтинентальных дизъюнктивных структур Центральной Азии.

Зона разлома проявлялась в палеозое, мезозое и кайнозое, движения по разлому продолжают и в настоящее время (*Д.В. Алексеев, В.С. Буртман, В.Г. Трифонов, Г.Ф. Уфимцев, A. Band, Y. Rolland*). По данным этих авторов, суммарная величина горизонтальных перемещений с позднего палеозоя до голоцена достигает порядка 200 км. Вертикальные перемещения составляют несколько километров. Средняя скорость смещений в голоцене составляла от 5 до 7–15 мм/год, а суммарный правый сдвиг за последние 0.7–1.8 млн лет равен 12–14 км.

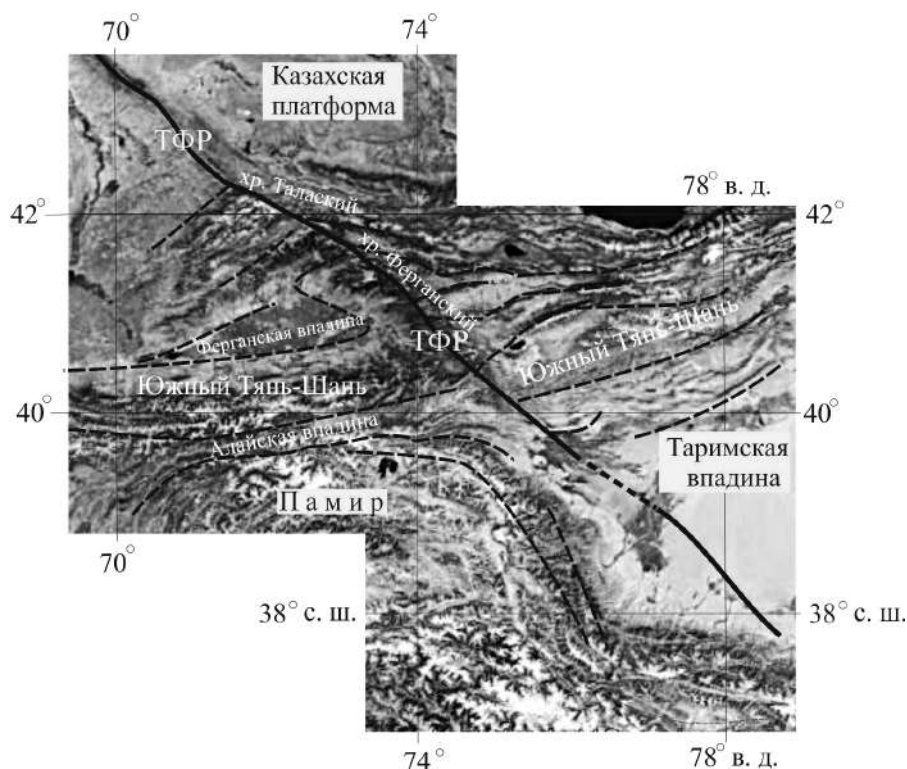


Рис. 1. Таласо-Ферганский разлом в структуре Памирско-Тяньшаньского сегмента Азии. Трассирование ТФР по [2] (топ. основа – карта Google Earth Pro).

Зона ТФР представляет собой тектонический элемент, который имеет четкое структурное выражение в виде системы протяженных сдвигов и оперяющих сдвиги разломов, примыкающих к зоне разлома структур пулл-апарт, горизонтальных протрузий (В.С. Буртман, М.Г. Леонов), присдвиговых шарьяжно-надвиговых систем.

Зона ТФР имеет морфоструктурное выражение (*Г.Ф. Уфимцев*) в виде системы горных хребтов (Большой Каратау, Таласский и Ферганский), приуроченных к осевой линии поперечного цокольного поднятия. ТФР является основной разделительной линией в тектоническом рельефе Тянь-Шаня. Крылья разлома вздыблены по направлению друг к другу, что указывает на встречное движение западного и восточного геоблоков.

Морфоструктура к западу и к востоку от линии разлома различна. В СВ крыле проявлена сводово-глыбовая морфотектоника – чередование цепей поднятий (хребтов) и межгорных впадин с общим субширотным простираем. В ЮЗ крыле неотектонические формы представлены структурами блокового торшения СВ простираения с перекосом блоков в сторону Ферганской впадины и погружением к западу. Различия в морфотектонике западного и восточного крыла ТФР проявлены в рисунке речной сети (*Г.Ф. Уфимцев*).

Зона ТФР отражена в геофизических полях. Методами МТЗ установлено различие в коровой электропроводности и в положении кровли корового проводника восточнее и западнее ТФР (*В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, В.Е. Матюков, А.К. Рыбин*). О различии в физическом состоянии земных недр к западу и к востоку от линии ТФР свидетельствуют данные сейсмических и сейсмологических исследований и сейсмической томографии (*В.Н. Погребной, Т.М. Сабитова, Ф.Н. Юдахин, Z. Li, S.W. Roecker*). Верхняя мантия к западу от ТФР (под Ферганской впадиной и ее горным обрамлением) более высокоскоростная, чем к востоку. Скоростное строение различается в среднем и нижнекоровом слоях. Скорости Р-волн к западу от ТФР выше таковых к востоку от него. Различно и положение волноводов к западу и к востоку от ТФР: к востоку от разлома волноводы широко развиты на глубине 25–50 км, 50–65 км, на западе волноводы практически отсутствуют. Эти данные указывают на различное агрегатное и реологическое состояние земных недр к западу и к востоку от ТФР.

По данным спутниковой геодезии оценены величины современных движений. Показано (*А.В. Зубович, С.И. Кузиков*), что касательная к разлому компонента скорости в юго-западном крыле разлома выше, чем в северо-восточном, что подтверждает правосдвиговый характер напряжений, деформаций и смещений в зоне разлома.

Расчеты глубинных геотерм с привлечением петрофизических данных по литосферной мантии указывают на более значительный прогрев Ферганского блока по отношению к Нарынской и Токтогульской впадинам (*Ю.Г. Шварцман*).

Зона разлома сейсмична, очаги землетрясений достигают глубины 50 км. Данные сейсмологии (*В.Н. Погребной, Т.М. Сабитова, С.А. Тычков, Ф.Н. Юдахин, Z. Li, S.W. Roecker*) позволяют проследить положение зоны ТФР и на больших глубинах. Виртуальная область раздела между восточным и западным сегментами ТФР находит выражение в распределении аномалий скоростей Р-волн до глубин ~130 км (рис. 2). С нарастанием глубины рисунок распределения разноскоростных объемов меняется. Раздел между сегментами становится менее четким и глубже 230 км не фиксируется. Аномалии имеют округлые формы и трехмерную амебообразную конфигурацию. Наблюдается несовпадение расположения аномалий на разных глубинных срезах и перемежаемость объемов вещества с различными характеристиками скоростей сейсмических волн, что исключает разломные границы между разноскоростными объемами и связано, вероятно, с турбулентным течением вещества.

Сегменты Тянь-Шаня, расположенные к западу и к востоку от ТФР, отличаются и по многим параметрам геологического строения и развития. Восточный сегмент характеризуется шарьяжно-надвиговой структурой с масштабными тектоническими перекрытиями и «перехлестыванием» одних структурно-формационных элементов через другие с отрывом от корневых зон. Западному сегменту (Гисаро-Алайская область), за редким исключением (Тегермачский покров), значительные шарьяжные перекрытия не свойственны. Восточный сегмент – это коллизонный моновергентный ороген с движением горных масс с севера на юг и выплескиванием на край Таримской глыбы (*Д.В. Алексеев*). Западный сегмент является бивергентным *аккреционным* орогеном, сформированным за счет причленения к северному континенту внутренних морфоструктур Туркестанского палеоокеана.

Совокупность Каратаусского, Западно-Таримских и Памирско-Кракарумских сдвигов образует единую трансрегиональную систему, которая рассекает разнородные сегменты коры и литосферы Азии: Казахско-Киргизский (на севере) и Таримский (на юге) континенты, каледон-

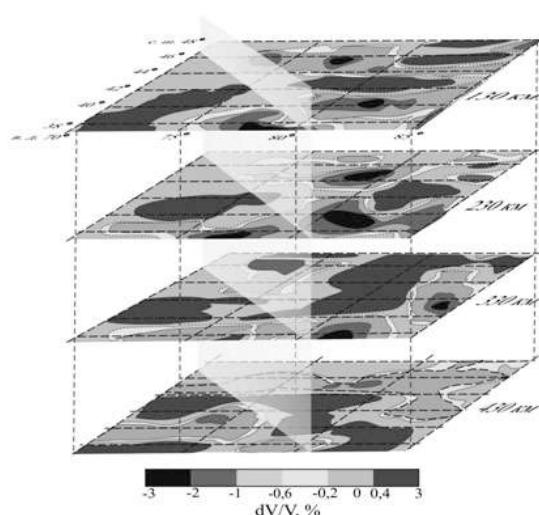


Рис. 2. Распределение аномалий скоростей Р-волн по сейсмотомографическим данным и проекция зоны ТФР на разноточинные срезы литосферы (по [1], с изменениями).

ско-герцинские аккреционные структуры, зажатые между этими континентами, и альпийский ороген. ТФР является лишь поверхностным выражением зоны, которая по своим параметрам (протяженность, положение в структуре земной коры, кинематика, продолжительность функционирования, взаимодействие литосферных и подлитосферных потоков) может быть отнесена к категории трансформных разделов субглобального ранга, отделяющих друг от друга различные корово-мантийные геодинамические провинции.

- [1] Тычков С.А., Кучай О.А., Бушенкова Н.А., Брагин В.Д., Кальметьева З.А. Деформации земной коры Северного Тянь-Шаня по геодезическим и сейсмологическим данным // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Вып. 1. Москва–Бишкек, 2006. С. 126–135.
- [2] Bande A., Sobel E.R., Mikolaichuk A., Acosta V.T. Talas-Fergana Fault Cenozoic timing of deformation and its relation to Pamir indentation // Geological evolution of Central Asian basins and the Western Tien Shan range / Eds. M.-F. Brunet, T. McCann, E.R. Sobel. Geological Society, London, Special Publications. 2017. V. 427. P. 295–311. doi:10.1144/SP427.1



РАЗВИТИЕ ЦИФРОВОЙ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ ЭКОСИСТЕМЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ И ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

О.В. Лунина¹, А.А. Гладков², И.А. Денисенко¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru

² Иркутск, Детский технопарк «Кванториум Байкал» ГАУ ДО ИО «Центр развития дополнительного образования детей», anton90ne@rambler.ru

Экосистема – это сложная динамическая система, которая включает в себя совокупность живых организмов и среды их обитания. Уникальная природная обстановка в оз. Байкал и его окружении создавалась благодаря особому тектоническому положению этого крупнейшего пресного водоема планеты, образованного в результате растяжения земной коры. Именно благодаря разломам на поверхность Земли и дна Байкала поднимаются термальные воды, природные газы и тепловой поток, во многом определяющие особенности распространения и жизнедеятельности растительного и животного мира. Для зон разрывных нарушений характерна повышенная проницаемость и водонасыщенность пород. Они обуславливают развитие опасных эндогенных (землетрясения, вулканическая деятельность) и экзогенных (гравитационные процессы, эрозия, карст, суффозия) процессов, перенос химических элементов и формирование особых геофизических полей в их зонах. Очевидно, что разломная сеть – это особый и исключительно важный компонент абиотической части экосистемы, представление о котором должны иметь специалисты различного профиля, занимающиеся изучением оз. Байкал и сопредельных территорий. Для эффективного использования данных о разрывных нарушениях нужны современные подходы к их изучению и представлению результатов картирования в цифровом виде. Необходима аэрофотосъемка нового поколения прибрежных территорий оз. Байкал для формирования баз данных о наиболее молодых нарушениях рельефа плейстоцен-голоценового и современного возраста.

С 2014 г. нами создается геопортал «ActiveTectonics», где ранее были представлены только плиоцен-четвертичные разломы юга Восточной Сибири: <http://activetectonics.ru/>. В 2020 г. этот проект получил новое развитие благодаря гранту «Сейсмо тектоника экосистемы озера Байкал и прибрежных территорий», который позволил продолжить разработку программного обеспечения для геопространственных баз данных и сбор нового фактического материала для их наполнения путем организации экспедиций вдоль побережий озера. Цель настоящей работы – изложить основные результаты по развитию новой цифровой сейсмо тектонической основы.

К настоящему времени проведена масштабная модернизация действующего геопортала «ActiveTectonics». Для удобства пользователей в онлайн-систему внедрен модуль поиска разломов по названию, а также модуль редактирования их базы данных, который значительно облегчает процедуру добавления и корректирования информации (количественных характеристик, текстовых комментариев, публикаций и изображений, ассоциированных с разломными структурами). Теперь в интерактивном режиме можно обновлять информацию через онлайн-интерфейс и любые изменения сразу же после сохранения доступны к просмотру заинтересованному пользователю. Для обеспечения доступа и возможности редактирования геопространственных баз данных внедрена система аутентификации. Эти обновления в дальнейшем могут позволить расширить исследуемые территории путем привлечения к совместной работе над базами данных заинтересованных специалистов.

За время реализации проекта на основе спутниковых снимков нами откартированы первичные и вторичные сейсмогенные разрывы вдоль побережий озера Байкал и сопредельных территорий, а также частично внесены их параметры в специально разработанную базу данных. В рамках развития цифровой сейсмо тектонической основы эти разрывы добавлены в геoinформационный сервис. Параллельно ведется внедрение модуля редактирования данных и генерации отчетов для объектов, информация по которым целенаправленно собирается в ходе экспедиционных исследований и из литературных источников.

В меню портала, организованного в виде «дерева данных», добавлены новые инструменты управления визуализацией данных на интерактивной карте. В настоящий момент для выбора доступны несколько блоков: 1) «Активные разломы»; 2) «Сейсмогенные разрывы»; 3) «Террасированные уступы»; 4) «Данные аэрофотосъемки (предпросмотр)» и 5) «Панорамная съемка (360°)». В блок «Сейсмогенные разрывы» включены плейстоцен-голоценовые нарушения прибрежных территорий оз. Байкал, являющихся неотъемлемой частью экосистемы озера. В настоящее время при визуализации этих данных на карте доступна классификация разрывов по классу достоверности и разделению на первичную и вторичную природу разрывов. К достоверным относятся отчетливо выраженные в рельефе нарушения, сейсмогенный генезис которых не вызывает сомнений. Среди них первичные – это нарушения, вышедшие из очага на дневную поверхность. Вторичные разрывы имеют сейсмогравитационный генезис.

Блок «Террасированные уступы» обеспечивает визуализацию слоя террасированных уступов, совпадающих с озерными или речными террасами, образование которых могло быть обусловлено как климатическими факторами, так и сейсмогенными подвижками. Этот слой требует дальнейшей проработки.

Блок «Данные аэрофотосъемки (предпросмотр)» позволяет любому пользователю ознакомиться с участками исследований, для которых в рамках проведения экспедиционных работ по данному проекту нами была произведена детальная аэрофотосъемка с использованием беспилотных летательных аппаратов. Доступен предпросмотр ортофотопланов и цифровых моделей местности (необходимо выбрать интересующий участок на интерактивной карте, после чего система сгенерирует окно и загрузит картографические тайлы для ознакомления). Реализация данного раздела системы позволит привлечь к сотрудничеству исследователей Байкальской природной территории из самых разных тематических областей, заинтересованных в использовании детальных картографических данных. В настоящее время к просмотру доступны только некоторые демонстрационные участки.

Блок «Панорамная съемка (360°)» предоставляет доступ к панорамным съемкам природных объектов, на которых проводятся наши исследования. К настоящему времени для трех участков (мыс Шартлай, склоны Приморского хребта между мысами Черный и Красный Яр, склоны Байкальского хребта в районе мыса Северного Кедрового), где проявлены поверхностные нарушения, образовавшиеся при палеоземлетрясениях, реконструированы панорамы 360°, которые размещены на создаваемой сеймотектонической основе (<http://activetectonics.ru/ActTecServ.html>, необходимо кликнуть мышкой на вкладку «Панорамная съемка (360°)»). Такие панорамы позволяют создавать уникальные виртуальные экскурсии по Байкалу и его окружению и представлять в виртуальной реальности, как действительно выглядят поверхностные разрывы. Данный блок может использоваться в образовательных, демонстрационных и научно-популярных целях.

Таким образом, впервые для побережий оз. Байкал и сопредельной территории создается детальная цифровая сеймотектоническая основа в виде интерактивной геоинформационной online-системы с доступом через сеть Интернет и возможностью распределенного редактирования данных (с использованием интуитивно понятных интерфейса пользователя и разработанных средств редактирования пространственных, параметрических и ассоциированных данных). В открытом доступе в рамках единой системы предоставляются пространственные, иллюстрационные, литературные, картографические и научно-популярные данные, материалы уникальной детальной аэрофотосъемки в демонстрационном режиме. Работы по созданию и наполнению баз данных продолжаются, поэтому многие разделы работают в тестовом режиме.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-385001 p_Наставник.



СТРУКТУРНЫЕ ШКАЛЫ ОЛЬХОНСКОГО СОСТАВНОГО ТЕРРЕЙНА (ОЛЬХОНСКИЙ ПОЛИГОН, БАЙКАЛ)

А.М. Мазукабзов¹, Е.В. Скляров¹, Д.П. Гладкочуб¹, Т.В. Донская¹, А.В. Лавренчук²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mazuk@crust.irk.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Цель сообщения: обсудить структурные шкалы, отражающие структурную эволюцию террейнов района.

Формирование Ольхонского составного террейна произошло в раннем палеозое. По совокупности геодинамических признаков он относится к аккреционно-коллизийному типу [1]. В его контурах выделяются следующие структурные единицы: Крестовский террейн и Ольхонский супертеррейн. Последний представляет собой коллаж из Нутгейско-Тутайского, Тонтинского и Томотского террейнов.

Породы, слагающие изучаемую территорию, испытали два этапа регионального метаморфизма: ранний этап гранулитового метаморфизма ($T=750\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=8\text{--}9$ кбар, около 500 млн лет) и поздний этап, соответствующий амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям ($T=550\text{--}710\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=4\text{--}6$ кбар, 460–470 млн лет) [2]. В целом территория представляет собой чередование узких линейных полос гнейсов и карбонатно-сланцевых зон. Первые по морфологии соответствуют антиформным и нейтральным структурам, вторые – синформным. В них выявлены фрагменты крупных складок северо-восточного простирания. В отдельных зонах отмечается до трех генераций складчатости малых и средних масштабов. В складчатости участвуют границы раздела литологических разностей, а также плоскостные текстуры, выраженные метаморфической сланцеватостью и мигматитовой полосчатостью. Основным методом исследования являлся структурный парагенетический анализ.

В Тонтинском террейне установлены два этапа метаморфизма – гранулитовый и амфиболитовый. Складчатых деформаций, синхронных с этапом проявления гранулитового метаморфизма, не установлено. Однако в этот этап возникла метаморфическая полосчатость, которая хорошо проявлена в двупироксеновых гнейсах и участвует в последующих деформациях, синхронных с амфиболитовым метаморфизмом. Выделяются три этапа деформаций. Первый этап сопровождался формированием протяженных складок (синформ и антиформ) северо-восточного простирания с погружением шарниров в противоположных направлениях под средними углами и субвертикальными осевыми плоскостями. Во второй этап произошла трансформация ранних складок в складки изгиба с вертикальными шарнирами. Третий этап характеризовался продольным растяжением с формированием будинажа, что соответствует условиям пластичного сдвига разрывных зон. В этот же этап произошло формирование меланжа.

В Томотском террейне фиксируются складки разных порядков с отчетливо выраженным северо-восточным простиранием осевых поверхностей и юго-западным погружением шарниров под разными углами. Это наиболее поздние складки F_4 , формирующие протяженную Томотскую антиформу. Они имеют субвертикально ориентированные осевые поверхности и шарниры, полого погружающиеся на юго-запад. Складки F_4 наложены на асимметричные складки с осевыми поверхностями, погружающимися на юго-восток под средними углами, и шарнирами – полого на юго-запад (F_3). Фрагменты наиболее ранней складчатости устанавливаются в северо-восточном продолжении террейна (Ольхонский пролив), где выделены элементы лежащих изоклинальных складок (F_1) северо-восточного простирания [3]. Полагают, что на ориентировку структурных элементов этих складок повлияли складки F_2 , которые имели северо-западное простирание осей. Однако не исключено, что подобная ориентировка возникла в процессе прогрессирующей деформации при формировании складок F_1 , которая привела к возникновению футляровидных складок с северо-западной ориентировкой шарниров.

В Нутгейско-Тутайском террейне самыми ранними из структурных элементов, которые удалось наблюдать в породах, являются мелкие изоклинальные складки (F_1) [4]. В процессе

усиления деформации они преобразуются в структуры, напоминающие интрафолиальные бескорневые складки. Интрафолиальные складки картируются локально и встречаются только в амфиболовых гнейсах. Для гранат-биотитовых гнейсов характерна мигматизация, проявленная в виде толстой и тонкой полосчатости, участвующей в складчатости. Эти структурные элементы отражают проявление второго деформационного этапа с формированием мезомасштабных складок с пологими осевыми поверхностями (F_2). С этим деформационным этапом связано возникновение футляровидных складок. Складки первой генерации совместно с мигматитовой полосчатостью и кристаллизационной сланцеватостью второго этапа смяты в складки третьего деформационного этапа (F_3). В обнажениях они выражены складками, морфология которых меняется от сжатых до открытых, а амплитуда достигает мезоуровня. Крылья этих складок часто усложнены микродуплексами. Следующий этап деформации проявился в образовании мезомасштабных складчатых структур северо-восточной ориентировки с пологими шарнирами (F_4) и суперпозиционных складок с крутопадающими шарнирами. Примером такой структуры является Прибрежная складка, фрагменты которой наблюдаются в береговых утесах Байкала.

Для фронтальной части Крестовского террейна (Ангинский сегмент) установлено два этапа складчатости. Обилие мелких складок изоклиналиного типа в породах указывает на то, что структура, видимая в масштабе карты, образована изгибанием не моноклиналиной толщи, а породами, уже смятыми в складки на предыдущем этапе. Субпараллельность крыльев и осевых поверхностей наблюдаемых структур контакту Берхинского массива указывает на то, что их образование могло быть результатом механического воздействия массива во время коллизионных процессов. Возникновение изоклиналиных складок по времени, вероятно, совпадает с формированием складок F_4 .

Результаты сравнительного анализа структурных шкал по террейнам указывают на то, что формирование складчатых деформаций в них произошло в процессе коллизии.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 20-05-00005).

- [1] Федоровский В.С., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Котов А.Б., Тевелев Арк.В. Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). М.: Проф. Центр Копимастер, 2017.
- [2] Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Региональный, контактовый метаморфизм и аутометаморфизм Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 55–71.
- [3] Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В., Летников Ф.А., Мельников А.И., Морозов Ю.А., Шкандрий Б.О. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 118 с.
- [4] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543–1561.



ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕЛЕНА В ПОРОДАХ И РУДАХ НОРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.Е. Марфин^{1,2}, С. Кёниг³, М. Варас-Реус³, А.В. Иванов¹, М. Брозозовски⁴,
В.Н. Реутский⁵, Г.В. Пашкова¹, Т.А. Радомская², В.С. Каменецкий¹,
А.Н. Жиличева¹, В.Д. Бровченко⁶

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, marfin1309@gmail.com, aivanov@crust.irk.ru,
pashkova.gv@yandex.ru, dima.kamenetsky@utas.edu.au, alena.zhilicheva.13@mail.ru

² Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, taniaojigova@mail.ru

³ Тюбинген, Германия, Университет Тюбингена, stephan.koenig@uni-tuebingen.de,
mvarasreus@gmail.com

⁴ Тандер-Бэй, Канада, Университет Лакхеда, matt.brzozow@gmail.com

⁵ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, reutsky@igm.nsc.ru,

⁶ Москва, Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН,
valeriabrovchenko@gmail.com

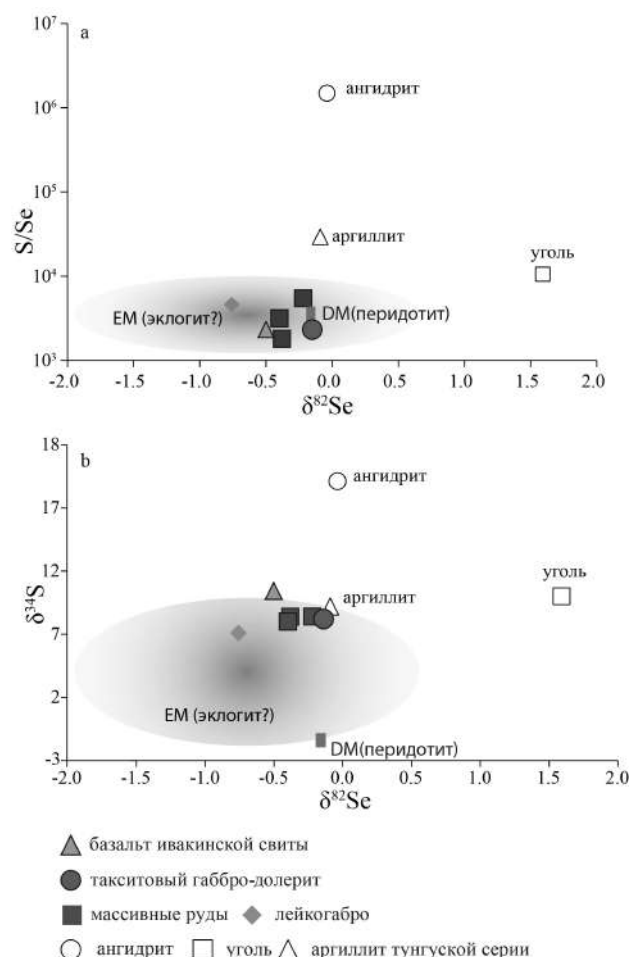
Исследование вариаций изотопов селена (выражаемое как $\delta^{82}\text{Se}$ относительно стандарта NIST 3149) является новым мощным геохимическим инструментом, получившим распространение в последнее время [6]. С точки зрения $\delta^{82}\text{Se}$ систематики, на данный момент хорошо охарактеризованы метеориты, базальты срединно-океанических хребтов и ряд протерозойских и палеозойских осадков [3, 4, 9]. Величина $\delta^{82}\text{Se}$ в земных объектах варьируется от -3 до $+3$ ‰ [4]. Перидотиты и базальты срединно-океанических хребтов характеризуются близкими значениями $\delta^{82}\text{Se}$: -0.16 ± 0.12 ‰ и -0.03 ± 0.07 ‰ соответственно (рисунок, а, б) [9]. Эклогиты показывают большую вариацию $\delta^{82}\text{Se}$: от -1.89 до $+0.48$ ‰ (рисунок, а, б) [3]. Осадки возрастом моложе 540 млн лет обладают самой широкой вариацией $\delta^{82}\text{Se}$, что связывают с неопротерозойским событием оксигенации, произошедшим в интервале 850–540 млн лет [10]. Таким образом, используя систематику $\delta^{82}\text{Se}$, можно попытаться проследить участие различных геологических источников при формировании, например, магматических месторождений. Для этих целей нами было выбрано сульфидное PGE-Cu-Ni месторождение Норильск-1, связанное с трапповым магматизмом на Сибирской платформе, в котором, как считается, процессы ассимиляции были ключевыми при формировании сульфидного оруденения.

Мы исследуем вариации $\delta^{82}\text{Se}$, $\delta^{34}\text{S}$ и S/Se отношения в сульфидсодержащем базальте ивакинской свиты, габбро-долерите с вкрапленным сульфидным оруденением, малосульфидном лейкогаббро, массивных и вкрапленных сульфидных рудах, а также в потенциальных породах-контaminантах: ангидрите, угле и осадках тунгусской серии. В разное время различными исследователями отводилась определенная роль данным породам в процессах сульфидного рудообразования [1, 6, 8].

Все исследуемые образцы, кроме угля, характеризуются отрицательным $\delta^{82}\text{Se}$: от -0.76 ‰ до -0.04 ‰. $\delta^{34}\text{S}$ в них находится в диапазоне от $+7.1$ до $+19.1$ ‰, что согласуется с ранее опубликованными данными для пород интрузии Норильск-1. Между тем S/Se отношение для пород и руд интрузии Норильск-1 демонстрирует значения немного ниже и выше мантийных (1801–5463, при S/Se_{мантия} ~2850–4350), что может свидетельствовать о потере серы во время процессов метаморфизма [7].

В исследованных осадочных породах и угле крайне низки содержания Se (1–10 г/т), при этом вариации содержания Se в рудах 50–150 ppm. Следовательно, $\delta^{82}\text{Se}$ в потенциальных контaminантах не мог существенно повлиять на $\delta^{82}\text{Se}$ в силикатном расплаве и рудах.

На рисунке, а, представлена зависимость $\delta^{82}\text{Se}$ от S/Se. Все точки локализованы близко друг от друга и не образуют статистически значимой зависимости. Мы интерпретируем данный факт как отсутствие влияния процессов метаморфизма на $\delta^{82}\text{Se}$. На рисунке, б, представлена зависимость $\delta^{82}\text{Se}$ от $\delta^{34}\text{S}$. Мы не наблюдаем каких-либо корреляций между данными параметрами, что также свидетельствует об отсутствии зависимости между $\delta^{82}\text{Se}$ сульфидных руд и процессами ассимиляции.



Графики в координатах $\delta^{82}\text{Se}$ от S/Se (а) и $\delta^{34}\text{S}$ (б). Серыми полями отмечены эклогитовый источник (EM) и перидотитовый источник (DM).

Мы предполагаем, что наблюдаемые вариации $\delta^{82}\text{Se}$ в магматических породах и связанных с ними рудах месторождения Норильск-1 указывают на значительное участие субдуцированных осадков и/или эклогитового компонента в магматизме сибирских траппов. На возможность вовлечения осадков океанического дна указывает наличие зон субдукции, которые существовали в то время в регионе [2]. Отрицательные значения $\delta^{82}\text{Se}$, в свою очередь, указывают на возраст вовлекаемых осадков моложе возраста неопротерозойского события оксигенации, поскольку отрицательные значения $\delta^{82}\text{Se}$ появились на Земле только после этого времени [4]. Плавление таких осадков в мантии могло привести к наблюдаемым вариациям $\delta^{82}\text{Se}$ в породах и рудах месторождения Норильск-1.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90013.

- [1] Czamanske G.K., Kunilov V.E., Zientek M.L., Cabri L.J., Likhachev A.P., Calk L.C., Oscarson R.L. A proton microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk-Talnakh District, Siberia // The Canadian Mineralogist. 1992. V. 30. P. 249–287.
- [2] Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian Traps // Plates, Plumes and Planetary Processes / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. Geological Society of America Special Papers. 2007. V. 430. P. 669–691.
- [3] König S., Rosca C., Kurzawa T., Varas-Reus M., Dragovic B., Schoenberg R., John T. Selenium isotope evidence for pulsed flow of oxidative slab fluids // Geochemical Perspectives Letters. 2021. V. 17. P. 27–32.
- [4] Kurzawa T., König S., Alt J.C., Yierpan A., Schoenberg R. The role of subduction recycling on the selenium isotope signature of the mantle: Constraints from Mariana arc lavas // Chemical Geology. 2019. V. 513. P. 239–249.
- [5] Kurzawa T., König S., Labidi J., Yierpan A., Schoenberg R. A method for Se isotope analysis of low ng-level geological samples via double spike and hydride generation MC-ICP-MS // Chemical Geology. 2017. V. 466. P. 219–228.

- [6] *Naldrett A.J., Lightfoot P., Fedorenko V., Doherty W., Gorbachev N.* Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores // *Economic Geology*. 1992. V. 87. P. 975–1004.
- [7] *Queffurus M., Barnes S.-J.* A review of sulfur to selenium ratios in magmatic nickel–copper and platinum-group element deposits // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 69. P. 301–324.
- [8] *Ryabov V., Simonov O., Snisar S., Borovikov A.* The source of sulfur in sulfide deposits in the Siberian Platform traps (from isotope data) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59. P. 945–961.
- [9] *Varas-Reus M.I., König S., Yierpan A., Lorand J.-P., Schoenberg R.* Selenium isotopes as tracers of a late volatile contribution to Earth from the outer Solar System // *Nature Geoscience*. 2019. V. 12. P. 779–782.
- [10] *Yierpan A., König S., Labidi J., Schoenberg R.* Recycled selenium in hot spot–influenced lavas records ocean-atmosphere oxygenation // *Science Advances*. 2020. V. 6. eabb6179.



ВУЛКАНИТЫ Р. ЖАРНИЧИХА (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ

А.Я. Медведев, С.И. Дриль, А.А. Каримов, В.А. Беляев

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

В Южном Забайкалье (Дауро-Хэнтейский хребет) развиты проявления кайнозойских щелочных базальтоидов. Они представлены маломощными потоками и покровами. В отличие от вулканических полей Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО), исследованные поля не связаны с рифтогенезом. В верховьях долины р. Буркала, в устье и нижнем течении р. Жарничиха находятся выходы вулканитов, слагающие небольшое лавовое плато. Нами исследованы базальтоиды из потока р. Жарничиха. Изученные породы массивные, от темно-серого до черного цвета. В некоторых образцах отмечены мелкие глубинные ксенолиты, представленные лерцолитами. Для исследования были выбраны образцы без видимых ксенолитов. Вулканиты представлены как порфировыми, так и мелкозернистыми афировыми разностями. Порфировость вызывается включениями в большей степени зернами оливина, реже клинопироксена. Структура основной массы интерсертальная. Основная масса сложена мелкими зернами оливина 0.2×0.3 мм, пироксена – менее 0.4 мм, тонкими лейстами плагиоклаза (длиной до 0.1 мм) и игольчатыми микрокристаллами апатита ≈ 0.02 мм, редкими отдельными мелкими зернами нефелина, калиевого полевого шпата и реликтами стекла. Афировые вулканиты сложены мелкими зернами оливина, табличками пироксена, табличками и тонкими лейстами плагиоклаза и мелкими зернами окиснорудных минералов. Во многих образцах присутствует остаточное стекло.

Впервые определены составы минералов. Среди оливинов выделены три генерации: ксенокристы Ol 1 (# Mg 0.91), фенокристы Ol 2 (# Mg 0.82) и Ol 3 (# Mg ≈ 0.76). Пироксены, отнесенные к титанавгитам, представлены двумя морфологическими типами: зернами неправильной формы и таблитчатыми гипидиоморфными кристаллами. Среди алюмосиликатов определены плагиоклазы, КПШ и нефелин. Оксиды слагаются ильменитом и титаномагнетитом.

По своему химическому составу породы относятся к нефелин-нормативным базанитам. Наряду со щелочной спецификой, изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), PЗЭ. По распределению PЗЭ вулканиты почти полностью соответствуют породам OIB. Это же подтверждается данными спайдерграммы.

Для выяснения природы изотопных источников базальтоидов р. Жарничиха Южного Забайкалья нами исследован изотопный состав Sr, Nd и Pb. Базаниты р. Жарничиха по изотопии отличаются от кайнозойских базальтоидов Южно-Байкальской (ЮБВО) [1] и Южно-Хангайской (ЮХВО) [2] вулканических областей. Изотопная Sr-Nd характеристика пород позволяет охарактеризовать источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA, так как он заметно более деплетирован составами неода (εNd=4.9–6.1) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7038\text{--}0.7039$) по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО, где εNd ≤ 4 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0.7041$. Однако изотопный состав свинца исследованных базальтоидов обладает более радиогенным составом по сравнению с таковым в базальтоидах ЮБВО и ЮХВО, а также средних составах MORB и PREMA. На изотопной вариационной диаграмме εNd– $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки составов базальтоидов р. Жарничиха образуют компактную группу, которая обособлена от таковых для базальтоидов ЮБВО и ЮХВО и смещена по сравнению с источником PREMA в область более радиогенных величин отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Аналогичная тенденция наблюдается и на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Небольшая величина этого смещения не позволяет уверенно определить природу источника радиогенной добавки. Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов р. Жарничиха свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника, что отлично от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I. Именно различием в изотопных источниках

объясняется повышенное содержание Ba, Th, La, Nb и Sr в изученных базанитах по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО.

Нами проведен расчет температуры и давления равновесия оливин – расплав и пироксен – расплав. Для пары оливин – расплав для обр. № 100 и 105, которые не содержат ксенокристов, $T=1326\text{--}1348\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=1.09\text{--}1.06\text{ GPa}$ соответственно. Для центральных частей крупных вкрапленников пироксенов $\text{Wo}_{46\text{--}48}$ температура определена в $1100\text{--}1050\text{ }^{\circ}\text{C}$, а давление $0.621\text{--}0.490\text{ GPa}$.

Для определения условий формирования базанитовых магм были использованы эмпирические геотермометры и геобарометры. Для расчета состава родоначального расплава, из которого фракционировали ранние магматические минералы, был взят наименее магнезиальный образец афировой лавы ($\text{MgO} - 9.65\text{ мас. \%}$, $\text{Fo Ol } 2 = 0.82$), где, по нашим наблюдениям, практически нет ксеногенного Ol. Расчет проводился по масс-балансу в программе Petrolog 3.1.1.3 [3] методом обратной фракционной кристаллизации. Проведенные расчеты в программе Petrolog показали, что температура равновесия оливин – расплав составляла $1536\text{ }^{\circ}\text{C}$, а давление, полученное по уравнению [4], составляет 3.28 GPa . Близкие температурные интервалы были получены для базальтоидов ЮХВО [5]. К подобным же параметрам образования расплавов для этого района пришли К. Литасов и Х. Танигучи [6].

- [1] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–34.
- [2] 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] Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V. 12. № 7. doi:10.1029/2011GC003516
- [4] Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // Minerals, Inclusions and Volcanic Processes / Eds. K. Putirka, F. Tepley. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. V. 69. P. 61–120.
- [5] Симонов В.А., Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Ковязин С.В., Котляров А.В. Петрогенезис позднекайнозойских базальтовых комплексов Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей, Центральная Азия: данные по расплавленным включениям // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 535–553.
- [6] Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift // CHEAS Monograph Series 5. 2002. 221 p.



СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ МАССИВА ИТМУРУНДЫ (СЕВЕРО-БАЛХАШСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.Г. Милюкова, А.В. Скобленко (Пилицына)

Москва, Геологический институт РАН, aleksandramilyukova@gmail.com

В строении покровно-складчатых сооружений Центрально-Азиатского орогенного пояса участвуют фрагменты океанической коры и верхней мантии, входящие в состав офиолитовых разрезов, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках. Наиболее полные фрагменты разрезов океанической литосферы в пределах западного сегмента Центрально-Азиатского пояса известны в Джалаир-Найманской, Боцекульской, Майкаин-Кызылтасской, Тектурмасской и Северо-Балхашской офиолитовых зонах. Северо-Балхашская офиолитовая зона расположена в Центральном Казахстане и протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине от 5 до 15 км. В ее строении участвует серпентинитовый меланж, в составе которого присутствуют блоки ультрамафитов, хромититов, габбро и плагиогранитов, эклогитов и глаукофановых сланцев, а также пластины, сложенные фрагментами кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов, олистостромовыми и кремнисто-туфогенными толщами [4]. Нижние части офиолитового разреза представлены пространственно разобщенными фрагментами реститового и полосчатого комплексов, которые относятся к массивам Итмурунды и Архарсу соответственно, и слагают крупные блоки в серпентинитовом меланже в юго-западной части Северо-Балхашской зоны. К породам реститового комплекса массива Итмурунды относятся в различной степени серпентинизированные гарцбургиты и реже дуниты, являющиеся основными объектами исследований. Помимо ультрамафитов среди пород присутствуют блоки хромититов, плагиогранитов, эклогитов и глаукофановых сланцев. U-Pb (SIMS) датирование плагиогранитов, слагающих отдельные глыбы в меланже, свидетельствует о позднекембрийском и раннеордовикском (~500 и ~476 млн лет) возрасте их кристаллизации [4, 10].

Ультрабазиты массива серпентинизированы (п.п.п. 8.3–12.5 %), поэтому химический состав пересчитан на сухой остаток. Основными особенностями пород являются высокие содержания MgO (44.89–50.79 мас. %, $Mg\# = 91–92$), высокие концентрации никеля ($Ni = 2033–2327$ ppm) и хрома ($Cr = 2051–817$ ppm), низкие содержания SiO_2 (40.21–44.47 мас. %), Al_2O_3 (0.37–0.98 мас. %), CaO (0.57–0.98 мас. %), TiO_2 (<0.01 мас. %). Исследуемые породы характеризуются отношениями FeO/SiO_2 (0.18–0.19), Cr_2O_3/SiO_2 (<0.01) и CaO/Al_2O_3 (0.85–1.54), что соответствует параметрам, выведенным для изохимически серпентинизированных мантийных реститовых перидотитов ($FeO/SiO_2 = 0.170–0.202$; $Cr_2O_3/SiO_2 = 0.0065–0.0119$; $CaO/Al_2O_3 \leq 2.0$ [2]).

В целом породы обеднены всеми РЗЭ, часть значений находится ниже предела обнаружения. Общее количество РЗЭ в мантийных ультрамафитах массива Итмурунды колеблется от 0.26 до 0.66 ppm. В ультрамафитах очень низкие концентрации несовместимых микроэлементов (Zn, Sc, V и Y), LILE (K, Rb, Ce, Sr, Ba) и HFSE (Zr, Y, Nb, Hf, Ta, U). По химическому составу породы в целом сопоставимы с деплетированной мантией MORB (DMM) [13], за исключением незначительного обогащения LILE ($Rb = 4.59–205.21 \cdot DMM$).

Перидотиты реститового комплекса имеют характерную порфировокластовую структуру, когда среди серпентинизированной массы сохраняются реликты первичных породообразующих минералов – оливина, ортопироксена, клинопироксена и шпинели, также встречаются вторичные амфибол и серпентин. Оливины из обеих разностей имеют схожие содержания SiO_2 (40.84–40.92 мас. %), MgO (49.73–50.21 мас. %) и FeO_{tot} (7.81–8.33 мас. %) и демонстрируют высокие содержания MnO (0.11–0.12 мас. %), низкие содержания Cr_2O_3 (до 0.01 мас. %) и CaO (до 0.01 мас. %). Оливин магнезиальный с высоким содержанием форстерита в диапазоне 91–92. Ортопироксен соответствует высокомагнезиальной разновидности – энстатиту ($En_{89–91}$) и характеризуется низкими содержаниями Al_2O_3 (1.1–1.2 мас. %), CaO (0.29–1.20 мас. %), TiO_2

(0.0014–0.0079 мас. %), Cr_2O_3 (0.37–0.52 мас. %) и K_2O (≤ 0.01 мас. %). При этом магнезиальность ортопироксена ($\text{Mg}\# = 91\text{--}92$) сопоставима с магнезиальностью находящегося с ним в ассоциации оливина ($\text{Mg}\# = 91\text{--}92$), что указывает на равновесность ассоциации этих минералов. По химическому составу клинопироксен соответствует диопсиду ($\text{En}_{2.4\text{--}2.5}\text{Fs}_{49\text{--}49.4}\text{Wo}_{49\text{--}49.4}$; $\text{Mg}\# = 95\text{--}97$) с низким содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.8\text{--}1.0$ мас. % и заметным содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.5\text{--}0.8$ мас. %. Для хромшпинелидов, отвечающих хромиту и алюмохромиту, характерен однородный состав в пределах зерна ($\text{Cr}\# = 63\text{--}67$, один образец 95–96, $\text{Mg}\# = 20\text{--}27$) и наличие магнетитовых кайм. Степень окисления железа ($\text{Fe}\# = \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$) для хромитов и алюмохромитов варьируется в пределах $\text{Fe}\# = 0.013\text{--}0.053$. Хромистость первичных хромшпинелидов из ультрамафитов превышает таковую из срединно-океанических хребтов [9].

Степень частичного плавления перидотитов можно оценить исходя из хромистости шпинели в них [7]. Эти породы были образованы в результате плавления, степень которого находится в диапазоне от 19 до 20 %. Также стоит отметить, что перидотиты массива Итмурунды по составу отличаются от реститов, сформированных в результате плавления примитивной мантии в безводных условиях [8, 11] и, возможно, были образованы в процессе плавления в присутствии воды. В целом можно сделать вывод о том, что породы, скорее всего, претерпели многостадийную эволюцию плавления.

Температуры, рассчитанные для сосуществующих оливина и шпинели [1], составляют от 570 до 620 °C (в среднем 600 °C), что ниже, чем средняя температура абиссальных перидотитов – 806 °C [5]; при этом температуры, полученные для ассоциации ортопироксена и клинопироксена, варьируются от 820 до 990 °C (в среднем 910 °C) [3, 12]. Заниженные температуры оливин-шпинелевого равновесия, вероятно, обусловлены охлаждением пород в присутствии водного компонента в процессе плавления в надсубдукционной обстановке [9]. Отсутствие плагиоклаза и граната позволяет ограничить давление в пределах от 1.0 до 1.7 ГПа.

Ультрабазиты описываемого комплекса интенсивно серпентинизированы, для пород характерно присутствие вторичного амфибола, а также магнетитовых кайм у хромшпинелидов, что предполагает их существенные метаморфические преобразования.

Исходя из особенностей минерального и химического состава, изучаемые серпентинизированные ультрамафиты соответствуют типичным реститовым мантийным перидотитам офиолитовых комплексов, образованным в надсубдукционной обстановке [6]. Это согласуется и с данными, полученными для пород из структурно более высоких частей разреза в пределах изучаемого района, которые также имеют надсубдукционное происхождение.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00101).

- [1] Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. P. 27–40.
- [2] Bazylev B.A. Petrochemical criteria for recognition of residual spinel peridotites among ultramafic rocks in different tectonic settings // 6-th Zonenshain Conference on Plate Tectonics & Europrobe workshop on Uralides. Moscow, 1998. P. 17–20.
- [3] Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
- [4] Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // *Lithos*. 2021. V. 380–381. 105818.
- [5] Dick H.J.B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 71–105.
- [6] Dilek Y., Furnes H. Ophiolites and their origins // *Elements*. 2014. V. 10. № 2. P. 93–100.
- [7] Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. 2001. V. 410. P. 677–681.
- [8] Herzberg C.T. Geodynamic information in peridotite petrology // *Journal of Petrology*. 2004. V. 45. № 12. P. 2507–2530.
- [9] Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. № 9. P. 1577–1618.
- [10] Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in Northern Balkhash, Central Kazakhstan: Revisited plus first U–Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // *Gondwana Research*. 2020. V. 79. P. 49–69.

- [11] *Walter M.J.* Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *Journal of Petrology*. 1998. V. 39. № 1. P. 29–60.
- [12] *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1977. V. 62. P. 129–139.
- [13] *Workman R., Hart S.R.* Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 231. P. 53–72.



ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И УРАНОНОСНОСТИ ХУБСУГУЛЬСКОГО РАЙОНА МОНГОЛИИ

Ю.Б. Миронов

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

Геология. Хубсугульский район охватывает обширную, слабо изученную на уран, территорию и является частью Северо-Монгольской потенциально урановорудной провинции [2, 4]. В геотектоническом отношении район соответствует Гарганскому кратонному и Сангиленскому метаморфическому блокам, включающим Хугский террейн аккреционной призмы, Дархатский и Илгинский офиолитовые террейны (Badraln, 2002). Значительная часть территории перекрыта венд-кембрийскими карбонат-углеродисто-сланцевыми, нередко фосфатноносными комплексами и переработана процессами, связанными с развитием палеозойского Селенгинского вулканического пояса.

В радиохимическом отношении территория неоднородна. В пределах района выделяются Хубсугульская, Арагольская и более мелкие радиогеохимические зоны, площадные и локальные аномалии урановой и смешанной природы. Известен ряд рудопроявлений радиоактивных металлов.

Металлогенический профиль определяется широким проявлением венд-раннепалеозойских рудных концентраций (фосфатный и др.) и среднепозднепалеозойского эндогенного оруденения. В отличие от других провинций, здесь слабо проявлены признаки эндогенного оруденения, связанные с мезозойскими рифтогенными структурами [5].

Яркая особенность района – проявление в его пределах позднекайнозойского базальтового вулканизма. Хубсугульский ареал входит в состав Южно-Байкальской вулканической области, включающей территорию южной окраины Байкала, хребта Хамар-Дабан, обрамления оз. Хубсугул, Тункинскую долину и Восточную Туву. В районе выделяется три рифтогенные впадины: Хубсугульская, Дархатская и Бусингольская, которые разделены высокогорными поднятиями. Обширные покровы базальтов хорошо сохранились в восточном борту Хубсугульской впадины.

Хубсугульская рифтовая впадина расположена в зоне сочленения Тувино-Монгольского массива, Хамар-Дабанского и Тункинского террейнов, аккретированных к массиву в раннем палеозое [1]. В пределах Хубсугульской ветви рифта установлено три комплекса базальтов: «предрифтовые», «рифтовые» (8.0–8.1 млн лет) и молодые базальты (5.4 млн лет). Под базальтами южнее оз. Хубсугул вскрываются горизонты глин и песков, залегающих на выровненной поверхности коренных пород.

Относительное увеличение объемов лав в восточном борту Хубсугульской впадины, возможно, отражает интенсивность проявления магматических процессов с уменьшением глубины генерации магм в более тонкой литосфере молодых террейнов [3].

Ураноносность. В Хубсугульском районе известны урановые объекты следующих рудных формаций [5, 6]:

Урановая формация в осадочных фосфатноносных отложениях впадин раннемезозойского этапа тектономагматической активизации (рудопроявления Их-Ула и др.) в Ихулинской впадине.

Уран-торий-редкометалльная с редкими землями формация в связи с гранит-лейкогранитовыми и щелочно-сиенитовыми интрузивными массивами (рудопроявления Арагольское, Удшакгольское, Бальриксия, Алат-Эрдэнэ, Ярхигольское, проявления Хагиннурское, Усутугульское, Бхрхимуминское и др.). Рудные объекты связаны с апикальными частями интрузий и дайковым комплексом. Урановая минерализация локализована в щелочных метасоматитах и альбититах в ассоциации с редкими металлами и землями.

Урановая в углеродисто-кремнистых сланцах (черносланцевая) формация, связанная с горизонтами кремнеуглеродистых сланцев, где уран находится совместно с ванадием, медью,

серебром, германием (рудопоявления Эрхэлнурское, Начальное, Занар). Рудная минерализация представлена реликтами настурана в ассоциации с сульфидами. Уран-углеродистая формация обусловлена сингенетическим накоплением урана, молибдена, меди, редких земель в морских отложениях рифея – нижнего кембрия (хубсугульская свита). Концентрация рудных элементов происходит на стадии диагенеза донных осадков, который привел к образованию коллоидных сгустков, кремнисто-глинистого и глинисто-органического вещества.

Урановая формация в нелитифицированных осадках под покровами кайнозойских базальтов. В Хубсугульском районе пока не выявлены объекты данной формации, но на территории России вблизи границы с Монголией известно Нишитуйское рудопроявление урана. Это проявление приурочено к палеодолине эрозионно-тектонического характера, врезанной в граниты основания и перекрытой покровом молодых базальтов. В 50 км к западу известно Купчинское поле неоген-четвертичных базальтов с многочисленными урановыми аномалиями в подстилающих осадочных породах (Окинский урановорудный район). В Хэнтейском районе к юго-западу от оз. Хубсугул подобные объекты этой формации известны в пределах Чулутского урановорудного района (месторождение Далд, рудопроявления Сул, Бояр и др.). Оруденение локализуется в горизонтах проницаемых пород в пределах линейных палеодолин, сформировавшихся на гранитах, содержащих повышенные содержания урана. В Бурятии (РФ) хорошо известен Витимский урановорудный район с месторождениями палеодолинного геолого-промышленного типа (Хиагда), где большая часть руд локализуется под покровами базальтов. Общая оценка запасов и ресурсов урана района составляет 300 тыс. т.

Прогноз. Особое внимание при выделении перспективных площадей для поисков месторождений урана следует обращать на участки пространственного совмещения покровов базальтов и интрузий гранитоидов, специализированных на уран (орхонский и др. комплексы). В восточной части Хубсугульского района перспективными являются площадные и локальные аномалии урана в верхнем течении р. Ур-Гол. В центральной части Хубсугульского района картируется система неоген-четвертичных впадин, выполненных проницаемыми осадками, часто перекрытыми покровами базальтов. Ранее ураноносность этих впадин не оценивалась. В пределах Цаган-Ульского массива покровы базальтов имеют в основании гранитоиды девонского возраста с содержанием урана более 4 г/т [6]. В западной части района определенными перспективами на уран обладает Дархатская впадина, осадочные отложения которой могут вмещать урановое оруденение. При наличии признаков уранового оруденения оценку палеодолин следует проводить традиционным комплексом геолого-геофизических методов.

Реализация предлагаемых направлений будет способствовать дальнейшему изучению геологии и ураноносности Хубсугульского района и решению научных и практических задач.

- [1] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554–565.
- [2] Бямба Ж., Миронов Ю.Б., Жамсрандорж Г. Геодинамика и металлогения урана Монголии. Улан-Батор: Соембо Принтинг, 2018. 304 с.
- [3] Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Ясныгина Т.А., Малых Ю.М. Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 93–100.
- [4] Миронов Ю.Б. Уран Монголии. 2-е изд-е. СПб.: Изд-во «Анатолия», 2006. 328 с.
- [5] Миронов Ю.Б. Металлогения урана восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 36 с.
- [6] Царук Н.Н., Самович Д.А., Будунов А.А. Урановый потенциал Монголии. Иркутск: Урангеологоразведка, 2016.



ТЕКТОНИКА АЛЛОХТОНА И СТРУКТУРА КЕМБРИЯ ВЕРХНЕЛЕНСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ (ИРКУТСКИЙ АМФИТЕАТР) ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И БУРЕНИЯ

Н.В. Мисюркеева¹, А.С. Смирнов³, А.Л. Мейснер²,
А.В. Колмаков², И.В. Горлов³, А.Г. Вахромеев¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mnv@crust.irk.ru, andrey_igp@mail.ru

² Москва, АО ГНПП «Аэрогеофизика»

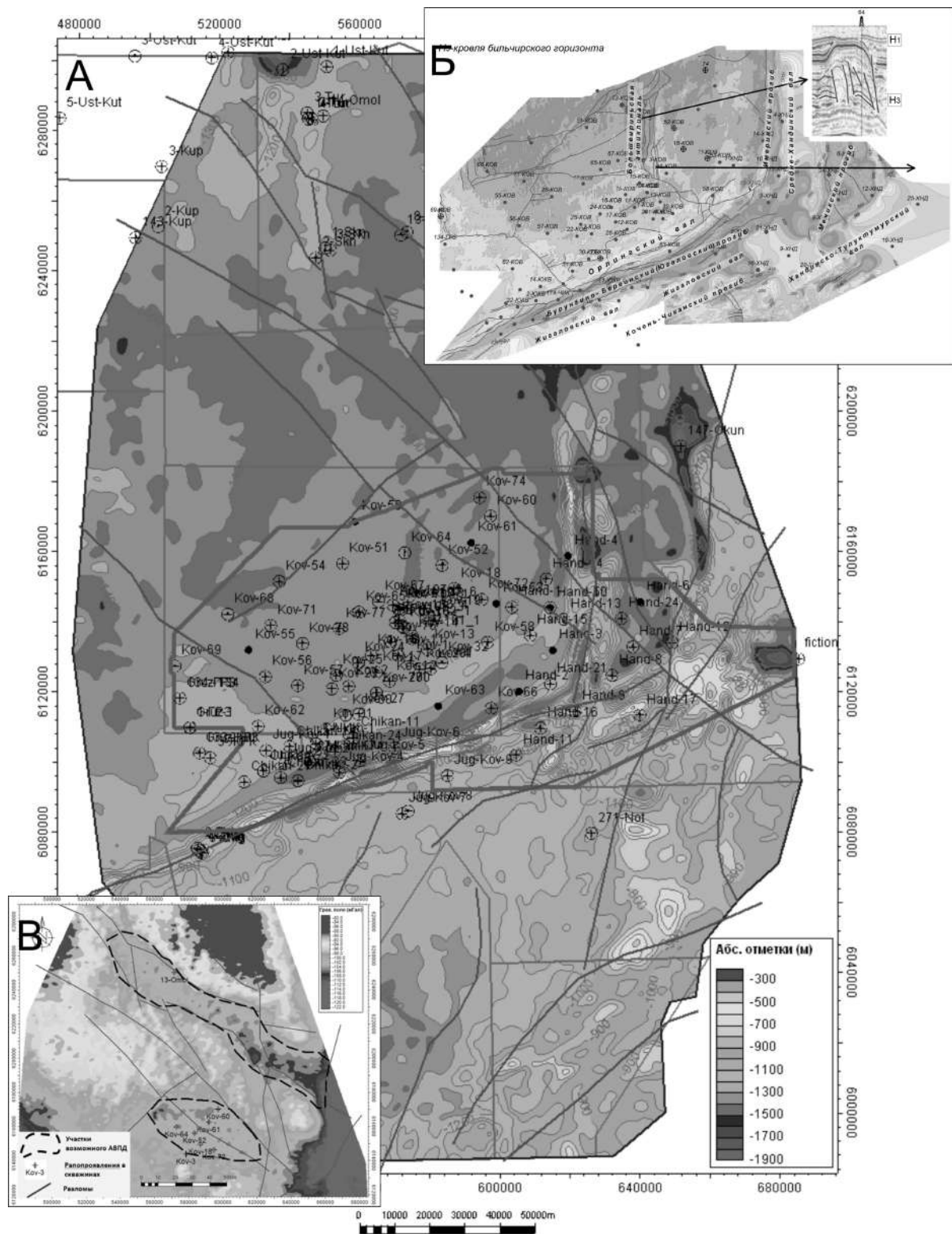
³ Тюмень, ООО «Газпром ВНИИГАЗ»

Изучение геологического строения Иркутского амфитеатра началось в 40-е годы XX века в связи с поисками нефти и газа, калийных солей, фосфоритов [1]. На протяжении XX и начала XXI века на юге Сибирской платформы менялись концепции поисково-разведочных работ на нефть и газ. К 80-м годам у геологов-нефтяников сформировалось устойчивое представление о главенствующей роли залежей углеводородов (УВ) природных резервуаров терригенных отложений венда. В работах ведущих нефтяников (Л.Ф. Тыщенко, В.С. Старосельцев, В.В. Самсонов и мн. др.) нефтегеологическое картирование выполнялось преимущественно по вендским отложениям, так как они считаются основным этажом нефтегазоносности. Практика целевого изучения толщи венда как главного этажа нефтегазоносности сохраняется и поныне, сложнейшую по алгоритмам обработку сейсмических материалов десятилетиями выполняли только по продуктивным горизонтам песчаников, тогда как строение верхней, галогенно-карбонатной, части разреза изучено не так детально. Тем не менее отдельные скважины/площади признаны продуктивными на этом этаже.

Низкий уровень изученности карбонатного мегарезервуара кембрия характерен для Ангара-Ковыктинской зоны нефтегазонакопления (ЗНГН), в которой локализовано Ковыктинское газоконденсатное месторождение, располагающееся в пределах Верхнеленского сводового поднятия, основного положительного структурного элемента зоны сочленения Ангара-Ленской ступени и Предбайкало-Предпатомского регионального прогиба [2–4]. Верхнеленское поднятие, формирование современного структурного плана которого происходило многоэтапно [5], описано Г.Я. Шутовым по горизонту А (кровля осинского пласта) и является наиболее крупным тектоническим элементом на Ангара-Ленской ступени, на востоке и юго-востоке граничит с Предбайкальским и Предпатомским региональными прогибами, на юге и юго-западе ограничено Куленгской седловиной и Божеханским валом. В контуре Верхнеленского поднятия локализованы практически все известные месторождения и проявления УВ.

В результате современных геофизических исследований (3D МОГТ, аэрогеофизическая съемка) получены принципиально новые данные о тектонике аллохтона и структуре кембрия Верхнеленского сводового поднятия, в контуре которого располагается Ковыктинское месторождение.

По данным сейсморазведочных работ 3D МОГТ в галогенно-карбонатной части разреза, в северо-восточной части Ковыктинского ГКМ выделяется Орлингская аллохтонная пластина, представляющая собой самостоятельный блок, характеризующийся развитием парагенезиса складчато-надвиговых и сдвиговых дислокаций, образованных за счет тангенциального сжатия со стороны складчатого обрамления. Сопряженность системы складок и разломов блока связана с общностью их происхождения [6–8]. В пределах аллохтонной пластины отмечено существование двух этажей дисгармоничной складчатости в интервале ангарской и усольской свит, обусловленной шарьяжно-надвиговой тектоникой. Участки с аномально высоким давлением (АВПД) флюидов в скважинах приурочены к осложненному верхнему структурному ярусу галогенно-карбонатной толщи нижнего кембрия, горизонтам соленосной формации, а наиболее аномальных по дебиту и пластовому давлению – к детачменту в интервале низов бельской и кровельной части усольской свиты.



Структурные карты соленосной части разреза: А – по кровле усольской свиты (по данным аэро-геофизической съемки, В – по кровле бильчирского горизонта ангарской свиты в пределах КГКМ (по данным 3D МОГТ). В – прогнозные зоны осложнений при бурении, связанных с АВПД, на карте гравитационного поля.

По данным масштабных аэрогеофизических исследований, проведенных в 2020–2021 гг. на территории Иркутского амфитеатра, отмечается значительное усложнение структурного плана соленосных отложений по сравнению с подсолевыми горизонтами [9]. На рисунке отражена соляная тектоника пород усольской свиты. Здесь появляется целый ряд антиклинальных и синклиналиных структур. В целом, территорию можно разделить на две зоны: северо-западную

(ограниченную с юга и востока системой разрывных нарушений Жигаловского и Хандинского валов) и юго-восточную. Северо-западная зона характеризуется более спокойным развитием соляной тектоники. В северной части территории исследований в простирании изогипс отчетливо проявляется субмеридиональное направление, за исключением нескольких узколинейных высокоамплитудных структур. Наиболее амплитудные структуры северо-западной площади контролируются разрывными нарушениями Жигаловского и Хандинского валов. Амплитуда соляных складок здесь местами достигает 700 м (рисунок). Юго-западная зона, напротив, характеризуется высокой активностью соляной тектоники. Наблюдается большое количество вытянутых высокоамплитудных складок, контролирующихся разрывными нарушениями. Амплитуда некоторых складок достигает 300 м. Перепад глубин горизонта составляет 1600 м и изменяется в пределах от –300 до –1900 м.

Кроме того, по полосовым либо линзовидным аномалиям пониженных значений гравитационного поля, вытянутых в северо-западном направлении и проходящих вдоль крупных разломов, прогнозируются улучшенные коллекторские свойства карбонатных горизонтов коллекторов. Условия бурения глубоких скважин в этих зонах прогнозируются как «сложные» ввиду присутствия в средней части разреза осадочного чехла в карбонатно-галогенной толще кембрия пластов коллекторов, которые могут характеризоваться либо поглощениями бурового раствора, либо АВПД [10].

Выводы. На основе данных сейсморазведки 3D, вновь проведенной аэрогеофизической съемки и архивных данных уточнены геологически обусловленные границы Верхнеленского сводового поднятия. По областям пониженных значений гравитационного поля были спрогнозированы участки, связанные с улучшением коллекторских свойств карбонатных отложений верхнего венда и кембрия. В то же время на этих участках могут возникать проблемы в процессе бурения, связанные с поглощениями бурового раствора либо АВПД.

По данным сейсморазведочных работ 3D МОГТ получены новые представления о модели шарьяжно-надвигового строения месторождения, выделена Орлингская аллохтонная пластина, контролирующая объекты с АВПД флюидных систем в галогенно-карбонатной части осадочного чехла месторождения.

Данные новейших геофизических исследований актуальны для учета внутреннего строения надвиговых структур верхнего яруса (аллохтона), для обоснования детальной модели геологического строения осадочного чехла с целью более корректного проектирования ГРП, в том числе как для прогноза и поисков залежей УВ и литиеносных рассолов в межсоловых карбонатных резервуарах нижнего кембрия (аллохтон), так и для безаварийного бурения глубоких скважин на целевые объекты в природных резервуарах нефти и газа терригенного венда (автохтон) [11, 12].

- [1] *Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий*. Масштаб 1:500000 / Ред. В.Г. Кузнецов, П.М. Хренов. Иркутск, 1982.
- [2] *Шутов Г.Я.* Верхнеленское сводовое поднятие – новый перспективный объект для поисков залежей газа в Ангара-Ленской НГО // *Геология нефти и газа*. 1987. № 1. С. 5–9.
- [3] *Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Мазукабзов А.М., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Шутов Г.Я., Огибенин В.В.* Верхнеленское сводовое поднятие – главный объект подготовки ресурсной базы углеводородного сырья на юге Сибирской платформы // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. 2019. № 3. С. 38–56.
- [4] *Смирнов А.С., Вахромеев А.Г., Курчиков А.Р. и др.* Выявление и картирование флюидонасыщенных анизотропных трещинных коллекторов Ковыктинского газоконденсатного месторождения // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2019. № 5 (329). С. 4–12.
- [5] *Жарков М.А., Замараев С.М.* История тектонического развития юга Сибирской платформы // *Вопросы сравнительной тектоники древних платформ*. М.: Наука, 1964. С. 135–145.
- [6] *Мазукабзов А.М.* Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 33 с.
- [7] *Вахромеев А.Г., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Сверкунов С.А., Ланкин Ю.К., Смирнов А.С.* Гидро-геологические основы локального прогноза флюидонапорных систем с аномально высоким пластовым давлением в карбонатных природных резервуарах кембрия Ковыктинского газоконденсатного месторождения // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. 2018. № 4. С. 49–59.
- [8] *Misurkееva N.V., Vakhromееv A.G., Buddo I.V., Smirnov A.S., Gorlov I.V.* Folded-thrust dislocations of the Kovykta section of the Baikal-Patomsky thrust belt according to new geological and geophysical data // *Geomodel*. 2019. V. 2019. P. 1–6. doi:10.3997/2214-4609.201950139.
- [9] *Колмаков А.В., Трусов А.А., Мейснер А.Л., Григорьев Г.С.* Моделирование морфологии отражающих горизонтов в межпрофильном пространстве по данным потенциальных полей методами глубокого

обучения // ГеоЕвразия-2020. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии: Труды III Международной геолого-геофизической конференции и выставки. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2020. С. 94–99.

- [10] Вахромеев А.Г., Сверкунов С.А., Ильин А.И., Поспеев А.В., Горлов И.В. Горно-геологические условия бурения рапопроявляющих зон с аномально высоким пластовым давлением в природных резервуарах кембрия на Ковыктинском газоконденсатном месторождении // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2016. № 2. С. 74–87.
- [11] Мисюркеева Н.В., Вахромеев А.Г., Буддо И.В., Горлов И.В., Смирнов А.С. Детализация внутреннего строения надвиговых структур при обосновании геологической модели осадочного чехла // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции (11–16 мая 2021 г., г. Иркутск). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 176–178.
- [12] Мисюркеева Н.В., Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Горлов И.В., Близнюков В.Ю. Внутреннее строение Ковыктинско-Хандинской зоны Байкало-Патомского надвигового пояса // Новые идеи в геологии нефти и газа: Материалы конференции. М.: МГУ, 2021.



U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ КАЛБАКДАГСКОГО МАССИВА МАЖАЛЫКСКОГО ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРО-НОРИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ТУВА) И ЕГО СВЯЗЬ С ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ

А.А. Монгуш¹, Ф.П. Леснов², Ч.К. Ойдуп¹

¹ Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, lesnovfp@list.ru

Калбакдагский ультрамафит-мафитовый массив – один из типичных представителей раннеордовикского мажалыкского перидотит-пироксенит-габбро-норитового комплекса Тувы [1–4]. Структурно он приурочен к Ондумской подзоне (~110×90 км) Таннуольско-Хамсаринской зоны ранних каледонид Тувы. Массив прорывает осадочно-вулканогенную ондумскую свиту (плагиориолиты, натровые дациты, андезиты, базальты, кислые туфы, известняки) [5–7], которая датируется вендом – первой половиной нижнего кембрия [5–10]. В свою очередь он прорван существенно плагиоклазовыми гранитами [11] (чарашский комплекс, по [12]), которые отнесены к плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа известково-щелочной серии, сформированными в интервале 500–474 млн лет [13, 14].

Калбакдагский массив, обнаженный на площади около 1.5×6.0 км, расположен в 30 км к восток-юго-востоку от г. Кызыла и в 3 км к югу от русла р. Каа-Хем. Он представляет собой уплощенный, крутопадающий на север интрузив желобовидной в вертикальном разрезе формы, длинная ось которого ориентирована в субширотном направлении. В северной части массива, срезанной интрузивом плагиогранитов, среди преобладающих в нем габброидов залегает серия полосовидных и линзовидных тел плагиоверлитов и оливин-плагиоклазовых клинопироксенитов. На юге массив контактирует с вмещающими его эффузивами основного состава, которые вблизи от контакта с ним подверглись ороговикованию и местами – слабому скарнированию. Преобладающая часть массива сложена слабо измененными оливиновыми и безоливиновыми габбро и габбро-норитами, иногда имеющими струйчато-полосчатую текстуру. Изредка среди этих габброидов встречаются маломощные (до 10–20 см) линзы и инъекции анортозитов. Ортопироксен присутствует во всех породах массива как примесь, его максимальное количество (до 15 об. %) наблюдалось в габбро-норитах. По химическому составу габброиды массива относятся к недосыщенным кремнекислотой, низкотитанистым, высокоглиноземистым, высокомагнезиальным, низкощелочным натровым, низкофосфористым петрохимическим сериям. Нормированные на примитивную мантию спектры распределения редких элементов слабо фракционированы и осложнены отрицательными (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) и положительными (Ba, U, Sr) аномалиями, что типично для магм, выплавленных из метасоматизированной слабо-выми флюидами мантии.

Для U-Pb изотопного датирования цирконов из нескольких коренных обнажений Калбакдагского массива было отобрано семь проб габброидов и верлитов весом от 10 до 20 кг каждая. В результате тщательно выполненных пробоподготовки и минералогического анализа зерна циркона размером 100–150 мкм были обнаружены в четырех пробах: К-1 и К-2 (оливиновые габбро-нориты), К-5 (оливиновое габбро) и К-7 (плагиоверлит). Из них 18 зерен оказались пригодными для проведения изотопного датирования. По ним было выполнено 30 определений возраста, включая повторные определения в отдельных зернах. Изотопно-геохронологические исследования цирконов были выполнены в ЦКП ИГМ СО РАН методом LA-SF-ICP-MS (исполнитель Д.В. Семенова) [4]. По результатам датирования было установлено, что цирконы являются полихронными и могут быть разделены на три генетических типа: ксеногенные (2747±43 – 1862±32 млн лет, неоархей – палеопротерозой) и (869±61 – 574±65 млн лет, неопротерозой); сингенетические (525±54 – 372±54 млн лет, кембрий – девон); эпигенетические (283±80 – 261±103 млн лет, пермь). Центры эллипсов доверительных интервалов значений возраста большинства проанализированных цирконов расположены на конкордиях или в непосредственной близости от них, при этом конкордантный возраст сингенетических кембрий-

девонских цирконов составил 477 ± 5 млн лет. Более подробные данные о продатированных цирконах из пород Калбагдагского массива приведены в работе [4]. Добавим, что по результатам ранее выполненного U-Pb изотопного датирования единичных зерен циркона из амфиболитизированного габбро Калбагдагского массива их возраст составил 486 ± 6.4 млн лет (ГДП-200, В.М. Колямкин, неопубликованные данные), что в пределах погрешности анализов согласуется с нашими данными (477 ± 5 млн лет). Кроме того, укажем, что по результатам Ar-Ar и U-Pb изотопно-геохронологических исследований возраст пород расположенного в Ондумской подзоне петротипного Мажалыкского массива составил 484.2 ± 2.3 и 478 ± 1.4 млн лет соответственно [15, 16].

Более широко на территории Восточной Тувы распространены разнотипные гранитоидные массивы, по которым были выполнены изотопно-геохронологические исследования. Так, было установлено, что наиболее ранние массивы высокоглиноземистых плагиогранитов имеют возраст ~500 млн лет (Теректа-Чедерский массив), ~490 млн лет (Караосский массив), а более поздние – ~474 млн лет (Байсютский массив) [13, 14]. Следовательно, Калбагдагский интрузив сформировался «на излете» раннеордовикского высокоглиноземистого плагиогранитоидного магматизма. С другой стороны, в Ондумской и Каахемской подзонах развит и низкоглиноземистый тип плагиогранитоидов, образованный при плавлении метабазитов в равновесии с амфиболсодержащим реститом. Эти плагиогранитоиды, традиционно рассматриваемые в составе таннуольского комплекса, формировались в течение всего ордовика в возрастном диапазоне от 486 до 450 млн лет, т.е. одновременно и несколько позднее по сравнению с высокоглиноземистыми плагиогранитоидами. Но, в отличие от последних, масштабы их развития по мере омоложения постепенно увеличиваются и достигают максимума на поздних этапах аккреционно-коллизионных процессов в регионе, 457–451 млн лет назад [14]. Таким образом, пики высоко- (500–490 млн лет) и низкоглиноземистого (457–451 млн лет) плагиогранитоидного магматизма не совпадают с возрастом мажалыкского комплекса (486–477 млн лет), что формально ставит под сомнение парагенетическую связь габброидного и плагиогранитоидного магматизма. Однако это может быть обусловлено недостаточной геохронологической изученностью относимых к мажалыкскому комплексу массивов, количество которых в Ондумской и Каахемской подзонах составляет более двадцати (по [11], рис. 2). Об этом свидетельствуют наши геохронологические данные. Так, по данным Ar-Ar датирования по амфиболу, возраст Караосского перидотит-пироксенит-габбро-норитового массива Каахемской задуговой подзоны составил 437.2 ± 4.2 млн лет (ранний силур) [17], Шуйского существенно габбрового массива Ондумской островодужной подзоны – 449 ± 4.2 млн лет (поздний ордовик) [18], Ирбитейского габброидного массива Таннуольской островодужной подзоны – 539 ± 6 (рубеж венд – кембрий) [19]. Все эти массивы ранее относились к мажалыкскому комплексу.

- [1] Поляков Г.В., Богнибов В.И. Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 118–126.
- [2] Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др. Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск, 1984. С. 4–57.
- [3] Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: «Гео», 2019. 350 с.
- [4] Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Семенова Д.В. Полихронные цирконы из пород Калбагдагского мафит-ультрамафитового массива и вопросы его генезиса (Центральная Тува) // Геосферные исследования. 2021 (в печати).
- [5] Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб 1:500000. 1983.
- [6] Бухаров Н.С. О стратиграфии венд-раннекембрийских отложений бассейна рек Тапса, Черби, Ондум (Центральная Тува) // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V. Кызыл: Тувинское книжное издательство, 1981. С. 58–63.
- [7] Бухаров Н.С. Нижний кембрий Восточной Тувы (Стратиграфия, фации, условия формирования пород, металлогения): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 16 с.
- [8] Геология СССР. Тувинская АССР. Т. XXIX, часть I. М.: Недра, 1966. 460 с.
- [9] Волков В.В. Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1986. 194 с.
- [10] Краевский Б.Г., Сосновская О.В. Проблема возраста древних вулканогенных толщ Тувы // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. С. 36–42.

- [11] *Дистанова А.Н.* Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 24–62.
- [12] *Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К. и др.* Чарашский комплекс – петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 38–42.
- [13] *Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др.* Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- [14] *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.
- [15] *Бородина Е.В., Егорова В.В., Изов А.Э.* Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1074–1091.
- [16] *Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К. и др.* Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортосит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 656–662.
- [17] *Монгуш А.А.* Новые данные о возрасте и вещественном составе Кара-Осского перидотит-пироксенит-габбро-норитового массива (Тува) // Успехи современного естествознания. 2019. № 12. С. 108–115.
- [18] *Монгуш А.А., Сугоракова А.М.* Возраст и источники магм постколлизионных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Sm-Nd исследований // Геохимия. 2013. № 11. С. 1042–1047.
- [19] *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др.* Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.



ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПРИСАЯНСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ГОРИЗОНТА ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

З.Л. Мотова¹, Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, В.Б. Хубанов²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, motova@crust.irk.ru

² Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, khubanov@mail.ru

Породы присаянского регионального стратиграфического горизонта широко распространены в пределах южной окраины Сибирской платформы (СП) и вверх по разрезу сменяются раннекембрийскими галогенно-карбонатными породами усольского регионального стратиграфического горизонта [1, 2]. В Присаянском районе СП породы, относимые к присаянскому горизонту, представлены отложениями усть-тагульской свиты (Бирюсинская зона), хужирской, шаманской и иркутской свит мотской серии (Иркутская зона). В Прибайкальском районе СП присаянскому горизонту принадлежат ушаковская, куртунская и аянканская свиты [2]. Возраст пород присаянского регионального стратиграфического горизонта до настоящего времени принимался как верхнекембрийский (юдомский) на основании межрегиональных стратиграфических исследований [1–4 и др.]. В настоящее время появились новые данные о возрасте пород присаянского регионального горизонта, распространенных в различных зонах и районах СП. Так, в результате палеонтологических исследований карбонатных пород верхней части усть-тагульской свиты, проведенных Б.Б. Кочневым с соавторами [5], было показано, что седиментация этих пород происходила в немакит-далдынском ярусе кембрия. В.В. Марусин с соавторами [6] на основании биостратиграфических, хемотратиграфических и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов установили, что иркутская свита мотской серии Иркутской зоны СП формировалась уже в томмотском ярусе кембрия. В то же время проведенные Н.С. Прияткиной с соавторами [7] U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования детритовых цирконов из терригенных пород нижней и верхней части мотской серии не позволили сделать выводы о возрасте пород этой серии, так как были получены в основном позднекембрийские (886 млн лет) и раннепротерозойские (1950–1800 млн лет) оценки возраста детритовых цирконов. В любом случае совокупность новых полученных данных поставила под сомнение сложившееся мнение о верхнекембрийском возрасте всех пород, выделяемых в составе присаянского регионального стратиграфического горизонта.

Нами были проведены петрографические, литогеохимические и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования детритовых цирконов из терригенных пород усть-тагульской свиты Бирюсинской зоны СП, шаманской свиты мотской серии Иркутской зоны СП и ушаковской и куртунской свит Прибайкальского района СП в коренных обнажениях, расположенных в стратотипических местностях. Основная задача исследований заключалась в выявлении особенностей составов и возраста пород источника сноса терригенных толщ, выделяемых в объеме присаянского регионального стратиграфического горизонта и расположенных в различных зонах и районах южной окраины СП, а также установлении геодинамических условий седиментации.

В соответствии с классификацией песчаных и алевроитовых пород по В.Н. Шванову [8], минеральный состав изученных пород всех свит отвечает кварцевым и полевошпатовым грауваккам.

Породы усть-тагульской свиты представлены вишневыми разнозернистыми песчаниками, в основном сложенными несортированным, полуокатанным обломочным материалом. Структура пород псаммитовая, текстура неясноориентированная. Цемент поровый, карбонатный. В минеральном составе песчаников преобладают кварц (40–52 %) и полевые шпаты, представленные плагиоклазом (12–15 %) и калиевым полевым шпатом (12–16 %). Второстепенные минералы: серицит (1–2 %) и биотит (1–2 %). Акцессорные минералы: турмалин, циркон. Среди обломков пород (20 %) отмечаются граниты, кварциты и эффузивы основного состава.

Образцы пород шаманской свиты представлены разнотекстурными песчаниками, сложенными преимущественно полуокатанным обломочным материалом плохой степени сортировки. Структура псаммитовая, текстура неясноориентированная. Цемент смешанный, базально-поровый, глинисто-карбонатный. В основном составе пород преобладает кварц (45–48 %) и полевые шпаты: плагиоклаз (6–16 %) и калиевый полевой шпат (7–10 %). Второстепенные минералы: серицит (до 1 %), биотит (2–7 %), мусковит (до 3 %). Акцессорные минералы: циркон, турмалин, сфен. Обломки пород (20–28 %) представлены кварцитами, гранитоидами и, предположительно, известняками.

Породы ушаковской свиты представлены разнотекстурными песчаниками, сложенными неокатанным или полуокатанным обломочным материалом средней степени сортировки. Структура псаммитовая, текстура массивная или ориентированная. Цемент контактовый, глинистый. В минеральном составе преобладают полевые шпаты, представленные плагиоклазом (22–30 %) и калиевым полевым шпатом (5–10 %). Содержание кварца в этих породах не превышает 15–23 %. Второстепенные минералы: биотит (1–4 %), хлорит (2–6 %), мусковит (1–2 %), эпидот (2–5 %), амфибол (3–10 %) и магнетит (1–6 %). Акцессорные минералы: сфен, циркон, ортит, турмалин, гранат. Обломки пород (16–37 %) представлены эффузивами основного и среднего состава, гранитоидами, кварцитами, аргиллитами и глинистыми сланцами.

Исследованные образцы куртунской свиты представлены песчаниками, сложенными преимущественно полуокатанным, хорошо отсортированным обломочным материалом. Структура псаммитовая, текстура массивная, неясноориентированная. Цемент поровый, контактовый, глинистый. В минеральном составе преобладают кварц (33–38 %), плагиоклаз (22–26 %) и калиевый полевой шпат (12–16 %). Второстепенные минералы: серицит (1–2 %), биотит (1–3 %), магнетит (2–4 %) и железистый карбонат (2–5 %). Акцессорные минералы: циркон, турмалин, апатит, рутил, сфен. Обломки пород (16–20 %) представлены гранитоидами, кварцитами, реже отмечаются сланцы и аргиллиты.

На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджа [9] точки составов изученных пород расположились в полях значений аркозов и граувакк. Генетическая типизация, проведенная с помощью системы петрографических модулей [10], позволяет отнести их к незрелым, нормо- и миосилитам первого цикла седиментации, т.е. породам, образованным преимущественно за счет разрушения магматических пород. Анализ концентраций редких и редкоземельных элементов в песчаниках усть-тагульской, ушаковской и куртунской свит свидетельствует о преобладании магматических пород кислого состава, в то время как концентрации тех же элементов в песчаниках шаманской свиты свидетельствуют о смешанном составе пород в области их источника.

Из песчаников усть-тагульской, куртунской и шаманской свит были отобраны представительные образцы для U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов. Изотопные исследования проведены 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 песчаника усть-тагульской свиты было выделено и проанализировано 110 зерен обломочных детритовых цирконов, из которых для 66 зерен были получены конкордантные значения. Возраст самого молодого детритового циркона составил 808 млн лет, самого древнего – 2911 млн лет. Основной возрастной пик соответствует значению возраста 1850 млн лет (42 зерна). Остальные цирконы образуют возрастные пики на 870 млн лет (11 зерен) и 940 млн лет (7 зерен).

Из 105 проанализированных зерен детритовых цирконов, отобранных из песчаника куртунской свиты, конкордантные значения были получены для 92 зерен. Возраст самого молодого детритового циркона составил 536 млн лет, самого древнего – 3156 млн лет. Основные возрастные пики соответствуют 617 млн лет (14 зерен), 1850 млн лет (24 зерна) и 2782 млн лет (29 зерен). Аналогичные оценки возраста детритовых цирконов были получены авторами ранее [11] для песчаника ушаковской свиты.

Из песчаника шаманской свиты всего было выделено и проанализировано 115 обломочных зерен циркона. Конкордантные значения были получены для 90 зерен. Возраст самого молодого зерна составил 530 млн лет. Наибольшее количество зерен образуют возрастные пики на 538 млн лет (20 зерен) и 613 млн лет (48 зерен). Только для семи зерен были получены раннепротерозойские оценки возраста (от 1240 до 2356 млн лет).

Таким образом, в результате проведенных исследований терригенных пород, относимых к присаянскому региональному горизонту и распространенных в различных зонах и районах СП, можно сделать следующие выводы:

1. Исследованные породы представлены песчаниками преимущественно кварц-полевошпатового состава и классифицируются как кварцевые и полевошпатовые граувакки.
 2. Плохая и средняя степень сортировки и окатанности обломочного материала, а также обилие плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и различных обломков пород в минеральном составе всех изученных песчаников свидетельствуют о близости пород источника к бассейну их седиментации.
 3. Петрохимические характеристики песчаников соответствуют нормо- и миосилитам первого цикла седиментации.
 4. Концентрации редких и редкоземельных элементов в песчаниках усть-тагульской, ушаковской и куртунской свит свидетельствуют о преобладании кислых магматических пород в области питающей провинции. Характер распределения редких и редкоземельных элементов в песчаниках шаманской свиты указывает на смешанный состав пород в области источника их сноса.
 5. Возраст наиболее молодых зерен циркона в песчаниках куртунской и шаманской свит позволяет допускать их седиментацию в раннекембрийский период.
 6. Архей-раннепротерозойские оценки возраста детритовых цирконов с основным пиком на 1850 млн лет из песчаников усть-тагульской, куртунской и ушаковской свит указывают на породы фундамента СП, в том числе гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, как на основные поставщики обломочного материала в бассейн их седиментации. В то же время позднерифейские (основные пики на 940, 870 и 617 млн лет) оценки возраста детритовых цирконов из песчаников этих стратоподразделений дают основание допускать дополнительные источники обломочного материала, не связанные с фундаментом СП.
 7. Нетипичная для пород фундамента СП обильная популяция детритовых цирконов позднерифейского и вендского возраста, а также раннекембрийский возраст самых молодых зерен детритовых цирконов при незначительном количестве (7 зерен) детритовых цирконов архей-раннепротерозойского возраста в песчанике шаманской свиты указывают на преобладающую роль источников обломочного материала в бассейне седиментации пород этой свиты, не относящихся к фундаменту СП.
 8. Выявленные особенности возрастных спектров детритовых цирконов, отобранных из осадочных пород, распространенных в различных зонах и районах южной окраины СП и выделяемых в единый присаянский региональный стратиграфический горизонт, могут свидетельствовать о том, что накопление этих пород могло происходить в изолированных осадочных бассейнах, формирование которых осуществлялось в результате реализации вендских аккреционно-коллизийных событий вдоль южной окраины СП, связанных с причленением к этой окраине микроконтинентов, фрагментов разновозрастных островных дуг и задуговых бассейнов, развивавшихся в акватории Палеоазиатского океана, породы которых могли выступать в качестве источников обломочного материала, поступающего в бассейны седиментации помимо образований фундамента СП.
- Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00266) и правительства Российской Федерации (проект № 075-15-2019-1883).
- [1] Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 295 с.
 - [2] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск, 1983. 215 с.
 - [3] Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
 - [4] Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic – Early Cambrian rifting and collisional events // Geological Society of America Special Papers. 2007. V. 423. P. 549–578.
 - [5] Кочнев Б.Б., Карлова Ю.Б. Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.
 - [6] Marusin V.V., Kolesnikova A.A., Kochnev B.B., Kuznetsov N.B., Pokrovsky B.G., Romanyuk T.V., Karlova G.A., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M. Detrital zircon age and biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the Ediacaran–Cambrian transitional interval in the Irkutsk Cis–Sayans Uplift, southwestern Siberian Platform // Geological Magazine. 2021. V. 158. P. 1156–1172.
 - [7] Priyatkina N.S., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.Q. Detrital zircon record of Mesozoic and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Research. 2016. V. 285. P. 21–38.

- [8] *Шванов В.Н.* Петрография осадочных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
- [9] *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 152 с.
- [10] *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
- [11] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.



РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ УСЛОВНО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГУДЖАЛЬСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О. Овчинников¹, А.А. Сорокин¹, В.П. Ковач², W.L. Xu³

¹ Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, ovchinnikov@ignm.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³ Changchun, China, College of Earth Sciences, Jilin University

Буреинский континентальный массив является одним из крупнейших континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и обычно рассматривается как составная часть Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [2 и др.]. На данный момент наименее изученными элементами в строении этого массива являются условно раннедокембрийские метаморфические и магматические породы, слагающие Гуджальский, Сынчугинский и Чегдомынский блоки, расположенные на его восточной окраине, традиционно рассматривающиеся в качестве «выходов» его фундамента [1 и др.]. Отсутствие достоверных геохронологических и изотопно-геохимических данных для образований, слагающих эти блоки, выступает значительным препятствием при разработке интегрированной модели формирования восточной части ЦАСП.

В связи с этим мы провели Sm-Nd изотопно-геохимические исследования биотитовых, амфибол-биотитовых сланцев гуджальской свиты, слагающих большую часть одноименного блока. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Подробное описание методики приведено в работе [8]. При расчете величин $\varepsilon_{Nd(t)}$ и модельных возрастов $t_{Nd(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [5] ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и DM по [4] ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.21365$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны двустадийные Nd модельные возрасты $t_{Nd(C)}$ [6] с использованием среднекорового отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ [9].

В результате проведенных Sm-Nd изотопно-геохимических исследований установлено, что биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы гуджальской свиты характеризуются отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd(t)} = -12.3 \dots -13.6$ и палеопротерозойскими значениями Nd модельного возраста $t_{Nd(DM)} = 2.4\text{--}2.1$ млрд лет, $t_{Nd(C)} = 2.3\text{--}2.2$ млрд лет.

Полученные данные свидетельствуют о том, что протолиты условно палеопротерозойских биотитовых и амфибол-биотитовых сланцев гуджальской свиты образовались за счет переработки коровых источников, обладающих палеопротерозойскими модельными возрастами 2.3–2.2 млрд лет. Эти значения модельного возраста являются наиболее древними для Буреинского континентального массива.

Ранее присутствие древнего палеопротерозойского корового материала было установлено в протолитах геологических комплексов центральной части Буреинского массива, а именно в неопротерозойских метаморфических породах туловчихинской свиты (2.1–1.6 млрд лет) [8], неопротерозойского габбро-гранитного нятыгранского интрузивного комплекса (2.0–1.6 млрд лет) [3], кембрийских алевролитах чергиленской свиты Мельгинского прогиба (2.1 млрд лет) [7].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 21-55-53002).

[1] Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист М-53 (Хабаровск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

[2] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

- [3] 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 // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.
- [4] Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 249–265.
- [5] Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. // Earth and Planetary Science Letters. 1984. V. 67. P. 137–150.
- [6] Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth and Planetary Science Letters. 1987. V. 84. P. 27–41.
- [7] Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L. et al. Provenance and tectonic implications of Cambrian sedimentary rocks in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. V. 172. P. 393–408.
- [8] Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L. et al. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 340–354.
- [9] Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell: Oxford, 1985. 312 p.



К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ДВИЖУЩИХ СИЛ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

В.В. Параев

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

Теоретическая геология наших дней переживает своего рода ренессанс: возрождается интерес к глобальным проблемам геологии – энергетическому обеспечению эволюции Земли, первопричинам динамики процессов планетарного масштаба. Переосмысление идей А. Вегенера привело к тому, что литосфера стала рассматриваться как подвижная твердь Земли. Но энергетическая основа глобальной тектоники, причины движения литосферных плит по-прежнему остались предметом дискуссий [1, 2].

Существует достаточно много моделей по объяснению движения литосферных плит и формирования крупных тектонических элементов земной коры. Практически все они базируются на представлениях о конвекционных процессах, протекающих в глубинных областях планеты. Среди них стала набирать популярность «плюмовая тектоника», опирающаяся на представления о «подлитосферных потоках» — высокоэнергетических струях (плюмов) и *неисчерпаемости(!)* эндогенной энергии (ядра и мантии) [3, 4]. Однако однозначного ответа на главный вопрос об источнике тепловой энергии в недрах Земли, которая функционирует со всеми признаками механической системы, так и нет.

В своем поиске мы опираемся на положения *причинной или несимметричной механики*, разработанной Н.А. Козыревым [5], которая дополняет классическую механику принципом причинности. Применительно к термодинамической системе «Земля» мы также вправе задаться (как и Н.А. Козырев) вопросами: «*Каким образом замкнутая механическая система может генерировать энергию и откуда эта 'избыточная' энергия может получиться?*»

Часто главенство эндогенной энергии, заключенной в ядре и мантии Земли, просто декларируется, либо предпочтение отдается силам гравитации. Нередко теплогенерацию в земной коре также связывают еще с энергией радиоактивного распада. Но эта гипотеза все же несостоятельна, что убедительно обосновала Р.М. Деменецкая [6].

Вместе с тем, согласно законам термодинамики, само наличие источника тепловой энергии в недрах еще не решает вопросов механики планетарных движений породных масс: нужны также рабочее тело и холодильник, а главное – их связь (идея Карно). Высказанные положения вынуждают искать альтернативные объяснения и механизмы развития Земли, основанные на ее источниках энергии [7]. Чтобы тепловая энергия земных недр преобразовалась в механическую, обеспечивающую геологические процессы глобального масштаба (подобно работе тепловой машины), требуется некоторое рабочее тело, способное принять тепловую энергию нагревателя, передать энергию рабочим органам и сбросить остаток холодильнику.

Откуда же в ядре Земли берется и как генерируется эта избыточная энергия – вопрос остается открытым. Так, существующие еще порой суждения о железном ядре Земли не могут дать удовлетворительного ответа на поставленный вопрос. Слишком много при этом возникает неразрешимых противоречий [2]. И, главное, от железного ядра нельзя взять никакой энергии. А именно оно рассматривается иногда как источник энергонапряженных плюмов, несущих глубинную энергию в земную кору.

К сожалению, в настоящее время нет единой теории Земли, которая охватывала бы всю ее историю. Существующие концепции нередко противоречат друг другу. Появляется необходимость возвращаться к исходным положениям, чтобы соотнести их с возросшим уровнем современных знаний – найти рациональное объяснение наблюдаемой действительности. Возникающие противоречия мог бы снять выбор единого общего признака, на основе которого и должно вестись построение единой теории Земли. На эту роль по всем показателям подходит водород как самый распространенный элемент Вселенной – основной кирпичик мироздания. В

земной коре водород замыкает десяток самых распространенных элементов [8]. В мантии и особенно в ядре Земли его распространенность значительно выше [9–11]. В вещественно-энергетическом обмене Земли водород выполняет функцию одного из основных теплоносителей. Он отличается высокой теплотворной способностью. Природный оксид водорода – вода – одно из самых значимых минеральных образований. К тому же тренд развития земного вещества под действием солнечного света (как активного окислителя) протекает преимущественно через последовательное окисление водорода [1, 2].

Современные гипотезы образования планет Солнечной системы связывают с газопылевым облаком и его последующими трансформациями в процессе сгущения. Доминирующий в газопылевом облаке водород за счет центробежных сил (как наиболее легкий компонент) оказывается в центральной части вращающегося сгущения. Формирующийся сфероид непрерывно сжимается с постоянным нарастанием температуры и давления. Главный компонент газовой смеси – водород – в условиях сверхвысокого давления может перейти в состояние сверхплотного протонного газа или находится в форме металлического водорода. Подробности о принципиальной возможности перехода водорода в металлическую фазу можно почерпнуть из физической энциклопедии [12]. На рисунке, взятом из этого же издания, приведена фазовая диаграмма, полученная путем синтеза расчетов состояния металлических фаз водорода с экспериментальными и теоретическими данными по уравнению состояния молекулярного водорода.

Согласно теоретическим расчетам, сжатый под давлением ≈ 400 ГПа (4 млн атм.) водород должен перейти в металлическое состояние. Подразумевается, что термин «металлический водород» в большей мере отражает характер его проводимости – низкое электрическое сопротивление (сверхпроводник). Теоретически было предсказано, что металлический водород может обладать и другими необычными физическими свойствами. Он может также представлять собой невероятное агрегатное состояние: металлическую сверхтекучую жидкость. Было обнаружено, что в металлическом водороде (в присутствии внешнего магнитного поля) возникает уникальный фазовый переход «сверхпроводник – сверхтекучая жидкость». Коротко говоря, металлический водород представляется жидкостью с нулевой вязкостью и с нулевым сопротивлением, т.е. является сверхтекучим сверхпроводником.

Идея о водородном ядре Земли снимает ряд принципиальных вопросов. При формировании планеты водород под действием сжатия переходит в металлическое состояние или даже теряет электрон и становится протоном. Протонное ядро может быть источником энергии, и плюмы при этом приобретают конкретное вещественно-энергетическое обоснование. Если предполагаемое железное ядро у Земли (как источник энергии) вызывает большие сомнения и подобный эффект практически маловероятен, то в отношении водородного ядра такие проблемы снимаются. При сбросе давления и обратном переходе из металлической фазы в диэлектрическую фазу выделяется энергия ~ 290 МДж/кг, что в несколько раз выше, чем дает любой известный вид топлива [12].

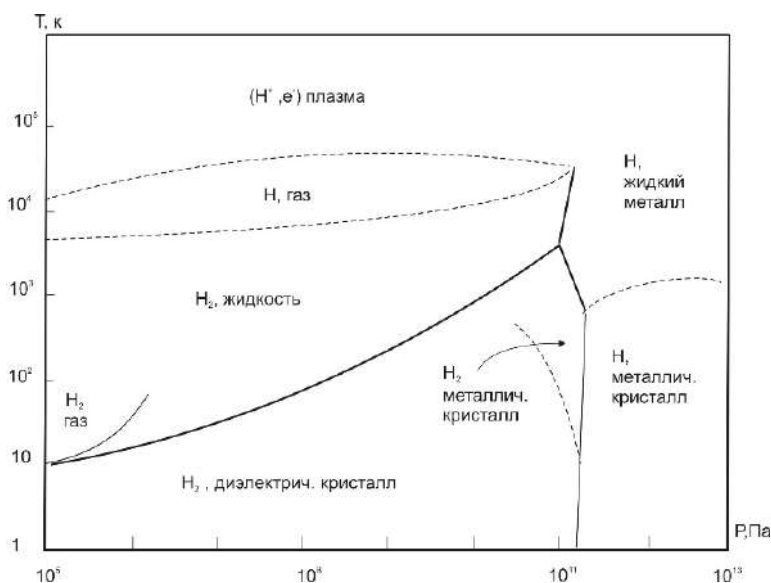


Диаграмма состояния водорода.

Предположения о водородном ядре Земли подкрепляются сведениями о внутреннем строении планет-гигантов Солнечной системы. Считается, что водород в металлической фазе содержится в недрах Юпитера и Сатурна, причем на Юпитере водород в молекулярной фазе присутствует только до глубины примерно 0.22 радиуса планеты. На большей глубине водород в смеси с гелием образует жидкую металлическую фазу (в 1968 г. в *Государственном реестре открытий СССР* зарегистрировано необычное явление – связь аномалий гелия с глубинными разломами в земной коре [13], см. также [2]).

Земля – относительно самостоятельный небесный объект и с позиций физики – это единая термодинамическая система. С момента начала формирования земной шар, как термодинамическая система, находится в непрерывном вещественно-энергетическом взаимодействии с космической средой. В периферийных частях, где плотность вещества в сравнении с внутренними областями относительно невелика, атомы и молекулы могут двигаться с параболической скоростью и беспрепятственно покидать пределы формирующегося сфероида. В образовавшейся системе «земной шар – космос» водород как основной и легчайший элемент *начинает выполнять новую для себя функцию*. Она связана с механизмом саморегуляции системы, где водород играет роль теплоносителя.

Таким образом, по характеру своего существования и функционирования организм планеты напоминает работу тепловой машины. У термодинамической системы под названием «Земля» есть все атрибуты такой машины: свой мощный источник энергии (водородное ядро), рабочее тело (диссипирующий водород) и холодильник (космическое пространство).

- [1] Параев В.В., Еганов Э.А. Эволюция Земли как космогенный императив: научно-философский аспект проблемы. Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. 176 с.
- [2] Параев В.В. Земля – особая форма космической жизни: Супер-организм с универсальной системой планетарного метаболизма по типу гомеостаза. Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2021. 147 с.
- [3] Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 202 с.
- [4] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 409 с.
- [5] Козырев Н.А. Причинная или несимметричная механика в линейном приближении // Избранные труды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. С. 232–287.
- [6] Деменецкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967. 280 с.
- [7] Летников Ф.А. «Тепловая машина» Земли // Земля и Вселенная. 2003. № 1. С. 3–9.
- [8] Молчанов В.И., Параев В.В., Осипов С.Л., Лагутин Ю.И. Водород Земли: Методические указания. Новосибирск: НГУ, 1994. 67 с.
- [9] Ларин В.Н. О роли водорода в строении и развитии Земли. Труды Международного геохимического конгресса. М., 1971. С. 34.
- [10] Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
- [11] Ларин В.Н. Наша Земля. М.: Агар, 2005. 248 с.
- [12] Большая физическая энциклопедия / Ред. А.М. Прохоров. М.: Советская энциклопедия, 1988–1999.
- [13] Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Избыточное давление флюидов в верхней части литосферы, фиксируемое в потоке гелия // ДАН СССР. 1980. Т. 261. № 6. С. 1485–1489.



ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЛАМПРОФИРОВ ТОМТОРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

А.М. Пасенко¹, С.В. Малышев², А.В. Иванов³, Д.Р. Ситкина⁴

¹ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, pasenkoal@ya.ru

² Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

⁴ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В настоящее время количество надежных палеомагнитных полюсов для неопротерозоя Сибирской платформы крайне невелико. В то же время их достаточное количество является необходимым условием для разработки и тестирования различных геодинамических и палеогеографических реконструкций, что особенно важно в контексте разработки моделей сборки и распада неопротерозойского суперконтинента Родиния.

На территории Сибирской платформы породы неопротерозойского возраста, подходящие для палеомагнитных исследований, характеризуются крайне невысоким распространением и невысокой степенью обнаженности. При этом исследования осадочных пород зачастую сталкиваются с трудноразрешимыми проблемами определения их возраста. Таким образом, даже если изучаемые осадочные породы содержат в себе стабильный палеомагнитный сигнал, полученные данные очень сложно интерпретировать качественно. В подобных условиях становится критически важным получение палеомагнитных полюсов по надежно датированным магматическим породам. Следовательно, в настоящий момент особенно важно получение качественных палеомагнитных данных именно по магматическим объектам с надежно определенным возрастом.

В данной работе мы предлагаем новый полюс, полученный по датированным лампрофирам первой фазы внедрения Томторского щелочного массива Уджинского поднятия (возраст определен Ar-Ar методом по флогопиту, 706.1 ± 8.8 млн лет) [1, 2]. Для получения обсуждаемого палеомагнитного полюса авторами была отобрана коллекция, состоящая из 27 образцов четырех маломощных даек и 41 образца вмещающих пород для проведения теста контакта. В роли вмещающих выступают красноцветные породы мезопротерозойской унгуохтахской свиты. В данном обнажении они представлены преимущественно лапиллиевыми туфами с включениями крупных (5–100 см) фрагментов карбонатных и кремнистых пород, а также сферических стяжений (до 10 см), сложенных мелкослоистым песчаником с карбонатным цементом.

По результатам проведенных магнитных чисток температурой и переменным полем во всех образцах лампрофиров была выделена высокотемпературная компонента намагниченности, с направлений которой было рассчитано среднее направление намагниченности в изученных телах, и в дальнейшем рассчитан соответствующий виртуальный геомагнитный полюс для Сибирской платформы (таблица).

В пользу первичности направления намагниченности, выделенного в дайках Томторского массива, можно привести следующие аргументы:

1. Зерна основных минералов-носителей намагниченности находятся преимущественно в псевдооднородном состоянии, а значит, могут нести стабильный первичный палеомагнитный сигнал.

2. В изученных образцах выявлено три различные магнитные фазы, которые различаются по спектрам деблокирующих температур. Все они несут схожие направления намагниченности, что дает нам основание полагать, что они могли сформироваться практически одновременно во время кристаллизации расплава и, соответственно, могут нести первичный палеомагнитный сигнал.

3. Положительный тест контакта указывает, что изученные нами дайки карбонатитов совместно с вмещающими породами унгуохтахской свиты не подвергались региональному перемagnetиванию.

Палеомагнитные полюсы для пород Томторского массива Уджинского поднятия и медвежьевской свиты Лонгдорского поднятия Сибирской платформы

Объект	Возраст	Plat(°)	Plong(°)	A95(°)	
Томторский массив	706±9 млн лет	–20.7	88.6	3.4	[Эта работа] [3]
Медвежьевская свита	720–710 млн лет	–22.1	93.3	2.7	

Для рассматриваемого нами времени для Сибирской платформы в настоящий момент имеется только один палеомагнитный полюс – полюс, полученный по алевролитам медвежьевской свиты Лонгдорского поднятия Байкало-Патомской складчатой области [3] (таблица). Ее возраст оценивается в интервале ~720–710 млн лет. Полученный нами полюс отлично согласуется с этим определением (после введения поправки за раскрытие Вилуйского рифта [4]).

Это совпадение особо примечательно в свете того, что данные объекты располагаются на значительном расстоянии друг от друга и принадлежат различным тектоническим блокам Сибирской платформы. Таким образом, близость VGP для карбонатитов Томторского массива (~705 млн лет) к палеомагнитному полюсу для пород медвежьевской свиты (~720–710 млн лет) Байкало-Патомской области указывает на надежность приведенных палеомагнитных данных и позволяет говорить о том, что палеомагнитный полюс для Сибирской платформы на момент 705–720 млн лет находился в районе центральной части Индийского океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-77-10048).

- [1] Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Яковлева С.З. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U–Pb- и ⁴⁰Ar–³⁹Ar-исследований // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 195–199.
- [2] Pasenko A., Ivanov A., Malyshev S., Travin A. Geochronological and paleomagnetic studies of small carbonate intrusions of the Udzha uplift (Tomtor massif, northeast of the Siberian platform) // EGU General Assembly 2021 (online, 19–30 Apr 2021). EGU21-12614. doi:10.5194/egusphere-egu21-12614, 2021.
- [3] Шацилло А.В., Рудько Д.В., Латышева И.В., Федюкин И.В. Первые палеомагнитные данные по неопротерозою восточного склона Лонгдорского поднятия (Сибирская платформа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. С. 391–394.
- [4] Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276 P. 229–242.



ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОГРАНИЧЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО БЛОКА ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ВЕСТИ С ПОЛЕЙ – 2021

Е.С. Пржиялговский¹, Е.В. Лаврушина¹, Н.Б. Кузнецов^{1,2}

¹ Москва, Геологический институт РАН, prz4@yandex.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Во многих работах по докембрию заангарской части Енисейского кряжа (Заангарья) отмечено, что этот регион представляет собой крупную коллизионно-аккреционную структуру, консолидированную в позднем рифее. За последние 10–15 лет проблемам тектоники позднего докембрия Заангарья посвящали публикации три группы исследователей – В.А. и А.Е. Верниковские, Д.В. Метелкин, Н.Ю. Матушкин и их постоянные соавторы [1]; И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто и их постоянные соавторы [2]; А.Б. Кузьмичев и Е.В. Складаров [3]. В этих работах [1–3] строение региона и его позднедокембрийская эволюция интерпретированы по-разному. Не останавливаясь здесь на этих различиях, отметим лишь, что существуют два подхода к пониманию тектонической природы и первичной тектонической принадлежности выделяемого в Заангарье Центрально-Ангарского блока (ЦАБ). ЦАБ понимают либо как террейн, чужеродный по отношению к позднедокембрийской окраине Сибири [1], либо как элемент строения этой окраины [2, 3].

С целью расшифровать внутреннее строение и понять первичный характер внешних границ ЦАБ в июле 2021 г. экспедиционный отряд ГИН РАН, состоящий из авторов этого сообщения, осуществил сплавной маршрут по рекам Чиримба (от моста на Североенисейской трассе до места ее впадения в р. Большой Пит), Большой Пит (от устья Чиримбы до пос. Усть-Пит), Енисей (от Усть-Пита до пос. Ярцево). Значительная часть маршрута по р. Чиримба (за исключением нижнего ее течения) проходила по простиранию северо-восточного тектонического ограничения ЦАБ. Эта же тектоническая зона была пересечена (примерно поперек ее простирания) нами по р. Большой Пит. В енисейской (по р. Енисей) части маршрута он проходил по простиранию Енисейской тектонической зоны, ограничивающей ЦАБ на западе.

Результаты выполненных нами в 2021 г. структурно-геологических исследований в Заангарье позволяют предварительно охарактеризовать оба изученных тектонических ограничения ЦАБ как левые сдвиги со взбросовой компонентой. В докладе будут представлены структурно-геологические аргументы, подтверждающие этот вывод.

Исследования соответствуют теме госзадания ГИН РАН и теме гранта МОН РФ (мегагрант 075-15-2019-1883 «Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов»). Полевые работы профинансированы РФФИ (проект № 19-05-00794).

- [1] Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.
- [2] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.
- [3] Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 419–441. doi:10.1016/j.jseas.2015.10.017.



ВОЗРАСТ 2.5 МЛРД ЛЕТ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОВ ФУНДАМЕНТА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.С. Прияткина^{1,2}, А.К. Худолей¹, В.Б. Ершова¹

¹ Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, n.priyatkina@spbu.ru, a.khudoley@spbu.ru, v.ershova@spbu.ru

² Newcastle, Australia, University of Newcastle, NSW Institute of Frontiers Geoscience

В северо-западной части Восточно-Сибирской платформы комплексы горных пород раннего докембрия не обнажены и кристаллический фундамент здесь является наименее изученным. Между тем существование в области, где ныне располагается Туруханское поднятие и Енисейский кряж, источников сноса с возрастом 2.6–2.5 млрд лет и 1.90–1.85 млрд лет следует из результатов U-Pb геохронологических исследований обломочного циркона из протерозойских аркозовых и субаркозовых песчаников [1]. В целях проверки данных выводов нами было выполнено датирование биотитовых гранитов из скважины, вскрывающей кристаллический фундамент Байкинской антеклизы примерно в 50 км от места слияния рек Камо и Подкаменная Тунгусская на глубине 2486 м, а также Lu-Hf исследование представительной группы зерен.

LA-ICP-MS U-Pb анализы 20 зерен циркона из гранитов были выполнены в Университете Ньюкасла (Австралия) по ранее использованной методике [1] с применением лазерной установки NWR UP-213 Nd:YAG и масс-спектрометра Agilent 2700х. Дополнительно для десяти зерен были выполнены Lu-Hf изотопные анализы в Центре аналитических исследований Университета Джеймс Кук (Австралия) по методике [2] с использованием лазерной установки GeoLas 193-nm ArF laser и мультиколлекторной масс-спектрометрической установки Thermo Scientific Neptune.

Всего было получено 19 достоверных анализов по 20 зернам. Точки изотопных составов проанализированных зерен попадают на линию дискордии, с верхним пересечением на отметке 2516 ± 25 млн лет (рисунок, а), соответствующей предположительному возрасту кристаллизации пород. Большая часть анализов характеризуются значительной степенью обратной дискордантности, что может быть вызвано перераспределением радиогенного Pb в зернах циркона [3]. Величины $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$, рассчитанные на основе анализа Lu-Hf изотопного состава, выполненного для

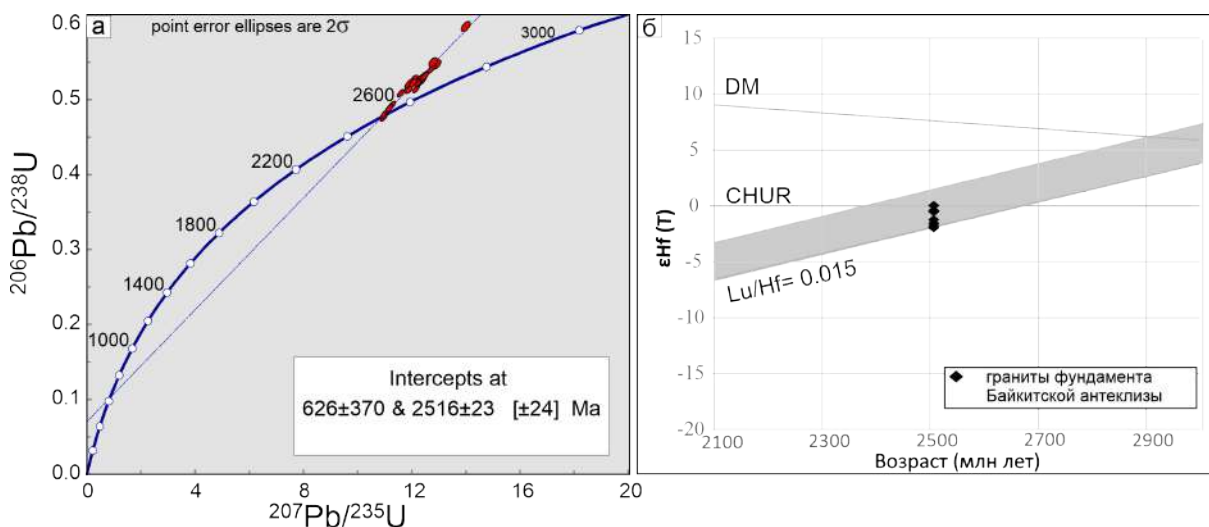


Диаграмма с конкордией (а) и диаграмма возраст – $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ (б) для циркона из гранитов фундамента Байкинской антеклизы.

десяти датированных зерен, варьируются в небольшом диапазоне – от –0.1 до –2.1, что указывает на относительно гомогенный изотопный состав изученного образца (рисунок, б).

Изученные породы оказались близки по возрасту к гранитам, слагающим Китайский террейн Шарыжалгайского выступа [4], что может свидетельствовать о довольно широком пространственном распространении магматического пояса. Другим событием, имеющим пространственную и временную связь с выявленным магматическим эпизодом, является формирование гранулитов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа [5]. Оценки возраста зерен циркона из этих пород попадают в интервал 2541–2595 млн лет.

Также отмечено, что возраст и величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ цирконов из гранитов фундамента Байкитской антеклизы согласуются с возрастом и Lu-Hf изотопным составом обломочных цирконов из рифейских осадочных толщ Туруханского поднятия и Енисейского кряжа. Соответственно, данные граниты и их аналоги с большой долей вероятности могут слагать погребенные части фундамента Восточно-Сибирской платформы в ее северо-западной и западной областях и представлять собой источники кластического материала для осадочных толщ, формировавшихся в пределах северо-западной окраины Сибирского кратона.

Работа выполнена при поддержке Australian Research Council Discovery Project (ARC DP120104004 to WJ Collins) и проекта РФФИ № 19-05-00521 с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Нанотехнологии».

- [1] Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Mesoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement // *Precambrian Research*. 2016. V. 285. P. 21–38.
- [2] Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // *Precambrian Research*. 2018. V. 305. P. 197–217.
- [3] Mattinson J., Graubard C., Parkinson D., McClelland W. U-Pb reverse discordance in zircons: The role of fine-scale oscillatory zoning and sub-micron transport of Pb // *Earth Processes: Reading the Isotopic Code* / Eds. A. Basu, S. Hart. Geophysical Monograph Series. 1995. V. 95. P. 355–370.
- [4] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китайского комплекса (юг Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 11. С. 1137–1148.
- [5] Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepikhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoarchaean evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Research*. 2012. V. 21. P. 801–817.



ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ РЕЦИКЛИНГ ОФИОЛИТОВОЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОЙ СЕРИИ В ЛЕРЦОЛИТОВОМ АЛЛОХТОНЕ КРАКА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Е.В. Пушкарёв¹, И.А. Готтман¹, А.В. Рязанцев², Д.В. Кузнецов¹

¹ Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru

² Москва, Геологический институт РАН, avryazan51@mail.ru

На Южном Урале в пространственной ассоциации с лерцолитовыми массивами, залегающими в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) и тектонически перемещенными на запад (массив Крака), часто отмечаются высокобарические гранатовые породы основного и ультраосновного состава [5]. В составе Кракинского перидотитового аллохтона гранатовые породы отмечались начиная с середины XX столетия [3], однако систематически стали изучаться только в последние 20 лет [1, 2, 4]. По нашим данным, среди разнообразных высокобарических пород Кракинского аллохтона были дополнительно выделены корунд-гранатовые и сапфирин-корунд-гранатовые метабазиты [6]. Эти породы залегают в краевой юго-западной части массива Южный Крака, примерно в 2 км восточнее д. Яумбаево. Протяженность выходов сапфирин-корунд-гранатовых пород превышает 2 км при мощности до 20 м. Структура пород средне-, крупнозернистая, габбровая. Где деформации пород минимальны и гранат отсутствует, породы имеют облик типичных офиолитовых габбро. Гранатовые и сапфирин-корунд-гранатовые породы обычно слагают центральные зоны тел, переходя к краевым частям в деформированные амфибол-пироксен-шпинель-клиноцоизитовые породы, которые сменяются полосчатыми шпинелевыми вебстеритами и пироксенитами. От перидотитов эта полосчатая серия отделяется зонами серпентинитов.

Корунд приурочен к светлым слоям метабазитов, которые обогащены клиноцоизитом и зеленой шпинелью, а гранат и сапфирин – к более темным, обогащенным амфиболом и клинопироксеном. Светлые слои с корундом более глиноземистые ($Al_2O_3 > 20\%$) по сравнению с гранат- и сапфиринсодержащими слоями ($Al_2O_3 = 15–18\%$). Корунд образует вытянутые эллипсоидные зерна длиной до 2–3 см, окруженные каймами темно-зеленой глиноземистой шпинели. По составу зеленая шпинель в каймах очень близка к зернам шпинелидов из амфибол-клинопироксен-клиноцоизитовых пород и келифитов, замещающих гранат [1], и соответствует пикотиту. Сапфирин имеет индигово-синий цвет в шлифах и замещается с краев с образованием полиминеральных келифитовых кайм. Ранние клинопироксены имеют железистость 0.15–0.16 и содержат до 13 % Al_2O_3 , а поздние мелкие клинопироксены имеют железистость < 0.1 и содержания глинозема в интервале 2–5 % Al_2O_3 , отражая регрессивный характер преобразования пород. Амфибол приближается по составу к чермакиту и содержит 18–19 % Al_2O_3 .

По соотношению главных петрогенных компонентов сапфирин-корунд-гранатовые породы очень близки к габбро офиолитовых комплексов. Распределение РЗЭ в гранат-корундовых породах соответствует геохимическим моделям офиолитовых габбро, а отчетливо проявленная положительная европиевая аномалия свидетельствует о накоплении плагиоклаза в момент низкобарического формирования пород, подтверждая их низкобарическую габбровую природу. Этот вывод согласуется с полосчатым характером пород и их сходством с габбро. Состав гранат-корундовых пород Южного Крака близок к корундовым метабазитам II типа в перидотитовом комплексе Хороман в Японии [7, 8], для которых исследователи также предполагают первично-габбровый субстрат. По их данным, формирование корундовых метабазитов происходило при метаморфизме троктолитов или оливиновых габбро при давлении более 1.5 ГПа и температуре около 1000 °С. Эти параметры соответствуют оценкам Р–Т условий образования высокобарических пород в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале [5]. Таким образом, можно заключить, что первичным субстратом для гранат-корундовых метабазитов в Кракинском перидотитовом аллохтоне послужили офиолитовые оливиновые габброиды, претерпевшие впоследствии метаморфизм при погружении в зону субдукции до глубин, соответствую-

ющих по давлению 15 кбар. Высокая температура образования метаморфических пород могла быть связана с проявлением положительной термальной аномалии в результате внедрения разогретых мантийных масс в область разрыва слэба.

Работа выполнена по госбюджетной теме № г/р АААА-А18-118052590029-6. Аналитические данные – ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН.

- [1] Готтман И.А., Пушкарёв Е.В., Хиллер В.В., Замятин Д.А., Главатских С.П., Кузнецов Д.В. Структура и минеральный состав келифитовых кайм в гранатовых породах массива Узянский Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2013. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 161. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 246–252.
- [2] Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса перцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 5. С. 506–522.
- [3] Москалева С.В., Орлова М.Т. О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака // Геология и полезные ископаемые Урала. Новая серия. Вып. 28. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 143–147.
- [4] Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Кузнецов Д.В. О геологическом положении высокобарических пород в перидотитовом массиве Узянский Крака на Южном Урале // Ежегодник-2012. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 160. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 62–66.
- [5] Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А., Готтман И.А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101–133.
- [6] Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Кузнецов Д.В. Гранат-корундовые метабазиты в Кракинском перидотитовом аллохтоне на Южном Урале – высокобарический рециклинг оливиновых лейкогаббро. Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья различных геодинамических обстановок // Материалы XVI конференции памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 151–154.
- [7] Morishita T., Arai S. Petrogenesis of corundum-bearing mafic rock in the Horoman peridotite complex, Japan // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 1279–1299.
- [8] Morishita T., Arai S., Green D.H. Possible non-melted remnants of subducted lithosphere: Experimental and geochemical evidence from corundum-bearing mafic rocks in the Horoman peridotite complex, Japan // Journal of Petrology. 2004. V. 45. P. 235–252.



ЭВОЛЮЦИОНИРОВАННЫЕ ПРОТОМАНТИЙНЫЕ И КОМПЛЕМЕНТАРНЫЕ МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В ЯПОНСКО-БАЙКАЛЬСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ КОРИДОРЕ АЗИИ

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Е.В. Саранина¹, Йи-минь Сунь³

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rassk@crust.irk.ru

² Иркутск, Иркутский государственный университет

³ Харбин, Китай, Институт природных ресурсов и экологии Хэйлуцзянской академии наук

Системы с радиогенными изотопами протолита, вовлеченного в плавление, содержат разную информацию о процессах, происходивших в недрах Земли в геологическом прошлом. Возрастная систематика источников магматизма обеспечивается U-Pb изотопной системой [1]. Данные по другим изотопным системам и микроэлементам используются для более конкретной характеристики идентифицированных разновозрастных источников.

С одной стороны, очевидно, что во время затвердевания магматического океана Земли в ее мантии не мог сохраниться никакой мантийный материал, который соответствовал бы метеоритной геохронологии, характеризующей возраст Земли как космического тела. С другой стороны, в связи с секвестрованием Pb из мантии в ядро материал нижнемантийных плюмов обозначался компонентом HIMU, имеющим возраст около 2 млрд лет [1, 2]. В позднефанерозойских вулканических породах Азии такой компонент отсутствует. Следовательно, около 2 млрд лет назад азиатская нижняя мантия не испытывала существенного влияния ядра. Это открывает возможность использования изотопных отношений ураногенного Pb вулканических пород для оценки возраста их глубинных протолитов, начиная с ранней Земли. Систематика источников азиатских вулканических пород выстраивается от вязких протомантийных резервуаров с низким μ и повышенным μ (соответственно LOMUVIPMAR и ELMUVIPMAR), подразумевающих время затвердевания материала магматического океана во временном интервале от 4.54 до 4.44 млрд лет назад. Источники вулканических пород Азии сохраняют мантийную историю ранней, средней и поздней эпохи эволюции Земли (4.54–3.60, 2.9–1.8 и <0.7 млрд лет назад) [3].

Позднефанерозойские вулканические породы Азии маркируют эволюционированные протомантийные источники (ЭПИ) и комплементарные мантийно-коровые источники (КОМКИ) (рис. 1). Материал ЭПИ подобен материалу источников базальтов океанических островов (ОИВ) и, следовательно, может принадлежать глубокой мантии Земли. Материал КОМКИ отличается от материала источников ОИВ и обозначает протолиты континентальной коры и коромантийного перехода, которые могут характеризовать в целом верхнюю хрупкую оболочку Земли (в геофизическом понимании – литосферу), но с добавлением подстилающей литосферу вязкой части мантии, не фиксируемой геофизическими методами в составе литосферы. По ОИВ-подобным магматическим источникам глубокой мантии и источникам, отличающимся от ОИВ, определяют зоны структурного несогласия, которые могут играть роль границ существенного разноглубинного смещения слоев КОМКИ относительно слоев ЭПИ. Материал ЭПИ представлен в Витимской, Ханнуоба-Дариганской и, предположительно, в Шкотовско-Шуфанской расплавных аномалиях, материал КОМКИ – в Удоканской и Камарско-Становой расплавных аномалиях [4].

Витимская расплавная аномалия обозначена среднемиоценовыми–четвертичными извержениями лав одноименного вулканического поля в интервале 16.0–0.6 млн лет назад, которым предшествовали извержения мел-палеоген-раннемиоценовых лав в интервале 90–18 млн лет назад, распространенные в целом юго-западнее Витимского поля в осевой части Селенгино-Витимского прогиба. Ханнуоба-Дариганская расплавная аномалия обозначена двумя группами вулканических полей: 1) Дариганга, Абага, Далинуор, Чифенг (Бейлике) и 2) Байинсиан, Ханнуоба, Дзининг, Уланхада. Первая группа образует цепочку северо-западного направления протяженностью около 500 км в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса, вторая расположена в 300–400 км юго-западнее конечного поля цепочки (Чифенг), на Северо-Китайском кратоне. Для вулканических пород полей Дариганга, Абага, Далинуор получены неоген-чет-

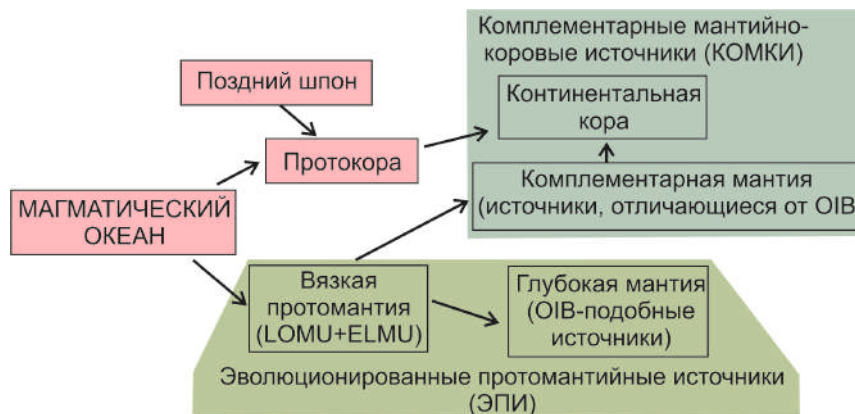


Рис. 1. Блок-диаграмма образования источников позднефанерозойских вулканических пород Азии.

вертикальные К–Аг датировки, не превышающие 18 млн лет, для поля Чифенг – позднемеловые датировки в интервале от 97 до 86 млн лет [5, 6]. В отличие от цепочки полей Дариганга – Далинуор, сложенной базальт–тефрит–базанитовой ассоциацией пород, поле Чифенг сложено только базальтами низкощелочного состава [7].

Витимская расплавная аномалия обозначает геодинамический центр активности Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии в осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора, от которого по этой зоне распространялись деформационно-магматические импульсы, вызывавшие противофазную активность вулканизма периферической Удоканской расплавной аномалии [8]. Ханнуоба-Дариганская расплавная аномалия маркирует подобный геодинамический центр активности Ханнуоба-Сюнжской зоны угловой горячей транстенсии, от которого распространялись деформационно-магматические импульсы в субширотную ветвь вулканических полей Нуоминхе, Удаляньчи, Сюнке и Амурзет. Геодинамический центр Ханнуоба-Сюнжской зоны угловой горячей транстенсии смещен южнее оси Японо-Байкальского геодинамического коридора. Угол разворота ее юго-западной и восточной ветвей пространственно совпадает с осью геодинамического коридора (рис. 2).

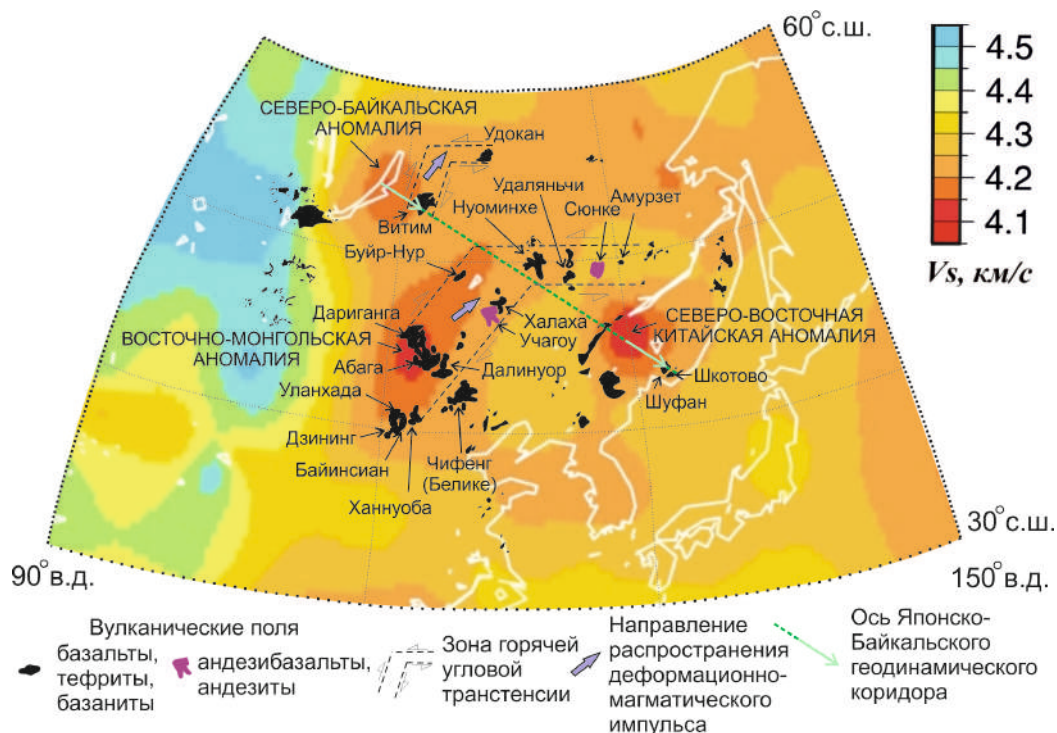


Рис. 2. Соотношение вулканических полей зон горячей угловой транстенсии Японско-Байкальского геодинамического коридора с современными вариациями скоростей S-волн на глубине 250 км. В качестве основы использован сейсмотомографический срез скоростной модели S-волн [9].

Оси Японско-Байкальского геодинамического коридора соответствуют Витимское вулканическое поле и Шкотовско-Шуфанская группа вулканических полей. Витимское поле смещено на 200–300 км относительно локальной Северо-Байкальской низкоскоростной аномалии, расположенной на глубине 250–300 км. Приблизительно на такое же расстояние смещена Шкотовско-Шуфанская группа вулканических полей относительно локальной Северо-Восточной Китайской низкоскоростной аномалии. Одинаковые пространственные соотношения вулканических полей с локальными низкоскоростными аномалиями свидетельствуют о сходном осевом смещении литосферы относительно корневых частей расплавных аномалий на окончаниях геодинамического коридора. В его центральной части, однако, Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия оказалась в целом вытянутой от осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора на юго-запад до вулканических полей Ханнуоба-Дариганской группы. Низкоскоростная аномалия расширена вдоль движения Азии от вулканического поля Чифенг на юго-востоке до вулканического поля Дариганга на северо-западе.

По данным GPS-геодезии, верхняя часть коры движется вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора с современной скоростью 3 см/год. Это движение реализовалось смещением Витимского и Шкотовско-Шуфанского вулканических полей относительно Северо-Байкальской и Северо-Восточной Китайской низкоскоростных аномалий по малоглубинной зоне структурного несогласия ЭПИ и КОМКИ, не нарушившей корневые части расплавных аномалий. Широкая и протяженная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия распространяется от оси геодинамического коридора до геодинамического центра Ханнуоба-Дариганской расплавной аномалии в связи с более глубокой (150–300 км) активизацией зоны структурного несогласия ЭПИ и КОМКИ.

Геохимические характеристики вулканических пород Витимского поля подобны характеристикам ОІВ, а характеристики вулканических пород Удоканского поля отличаются от них. Следовательно, Витимская расплавная аномалия образовалась из протолитов ЭПИ, а Удоканская – из протолитов КОМКИ. Изотопные характеристики источников восточной и западной части Витимской расплавной аномалии различаются между собой. В восточной части, в Беринском вулканическом центре, в интервале 16–4 млн лет назад извергался материал, соответствующий по изотопному составу Pb протомантии LOMU возрастом около 4.5 млрд лет, а в интервале 1.1–0.6 млн лет назад – материал локального источника, резко обедненного около 0.64 млрд лет назад. В выплавках западной части поля, извергнутых в Мухальском и других вулканических центрах в интервале 13.8–9.2 млн лет назад, источник представлял собой протомантийный материал LOMU, истощенный около 1.0–0.6 млрд лет назад.

Геохимические характеристики вулканических пород Ханнуоба-Дариганской группы полей, подобные характеристикам ОІВ, свидетельствуют о плавлении протолитов ЭПИ. По изотопным отношениям Pb, источники вулканических пород Дариганского поля представлены протомантийным материалом ELMU возрастом около 4.45 млрд лет и производным от него материалом, истощенным 3.69, 2.16 и 1.74 млрд лет назад. Источником вулканических пород полей Абага служил протомантийный материал ELMU возрастом около 4.44 млрд лет, а источником вулканических пород поля Далинуор – такой же и слегка более древний протомантийный материал ELMU, претерпевший частичную дифференциацию около 3.39 млрд лет назад.

В источниках лав, извергнутых в группе вулканических полей Северо-Китайского кратона, был представлен материал LOMU. Протомантийные источники вулканических пород Уланхады (W) и Ханнуобы (H) определяются максимальными значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ компактных групп точек, соответствующих геохронам 4.545 и 4.520 млрд лет. Источник H дает линии вторичных изохрон, наклоны которых соответствуют возрасту около 2.62 и 1.81 млрд лет. Фигуративные точки Дзининг рассеиваются вдоль тренда точек пород Ханнуобы от источника W и не распространяются правее его геохроны. Точки ранних лав территории Байинсиан (извержения 33 млн лет назад) обозначают тренд, наиболее продвинутый в низкорациогенную область диаграммы изотопных отношений ураногенного Pb с наклоном, соответствующим возрасту около 1.48 млрд лет.

Из результатов выполненного анализа следует вывод о единстве механизмов развития Витимо-Удоканской и Ханнуоба-Сюннской зон угловой горячей трансенсии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре при иницирующей роли геодинамических центров Витимской и Ханнуоба-Дариганской расплавных аномалий. Источники магм были подобны источникам ОІВ и находились ниже структурного несогласия ЭПИ–КОМКИ. Импульсные вулканические извержения последних 18–16 млн лет обеспечивались и в Витимо-Удоканской и Ханнуоба-Сюннской зонах угловой горячей трансенсии. Подобно тому, как геодинамический

центр Витимской расплавной аномалии отражал квазипериодическое зарождение деформационно-магматических импульсов в субмеридиональной ветви Витимо-Удоканской зоны угловой горячей транстенсии, геодинамический центр Ханнуоба-Дариганской расплавной аномалии обеспечивал зарождение деформационно-магматических импульсов в юго-западной ветви Ханнуоба-Сюнжской зоны угловой горячей транстенсии.

Мы предполагаем, что материал ЭПИ поднимался из глубокой мантии в связи с мел-палеогеновой активностью расплавных аномалий в юго-западном крыле Японско-Байкальского геодинамического коридора, выраженной вулканическими извержениями временного интервала 90–25 млн лет назад. Подъем материала ЭПИ геодинамических центров Витимской, Шкотовско-Шуфанской и Ханнуоба-Дариганской расплавных аномалий резко обозначился в раннем – среднем миоцене во время раскрытия задугового Япономорского бассейна с вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке около 15 млн лет назад. В Витимской расплавной аномалии плавился только материал протомантийного источника LOMU и его производных, тогда как в Ханнуоба-Дариганской расплавной аномалии латерально сменялись протомантийные источники LOMU–ELMU и их производные. Геодинамические центры Витимской и Шкотовско-Шуфанской расплавных аномалий проявляли активность в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора на фоне малоглубинных смещений в зоне структурного несогласия ЭПИ–КОМКИ, тогда как геодинамический центр Ханнуоба-Дариганской расплавной аномалии активизировался в условиях относительного погружения зоны структурного несогласия в его юго-западном крыле.

- [1] Allègre C.J., Dupré B., Brévart O. Chemical aspects of the formation of the core // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. 1982. V. 306. P. 49–59.
- [2] Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle Pb paradoxes: The sulfide solution // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 152. P. 295–308.
- [3] Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals*. 2020. V. 10. 739.
- [4] Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11. 487.
- [5] Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y., Kono M. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, Northeast China: new K-Ar ages, geochemistries, and revisio of palaeomagnetic results // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 151. P. 654–662.
- [6] Zhao X., Riisager J., Draeger U., Coe R., Zheng Z. New paleointensity results from Cretaceous basalts of Inner Mongolia, China // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. V. 141. P. 131–140.
- [7] Chen S.S., Fan Q.C., Zhao Y.V., Shi R.D. Geochemical characteristics of basalts in Beilike area and its geological significance, Inner Mongolia // *Acta Petrologica Sinica*. 2013. V. 29. P. 2695–2708.
- [8] Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Sun Y.-M., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: Evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. P. 435–440.
- [9] 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.



О ВОЗРАСТЕ ТАЛЛАЙНСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТОВОГО ПЛУТОНА (БАЙКАЛО-ВИТИМСКИЙ ПОЯС): НОВЫЕ U-Pb ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ (SHRIMP-II)

Е.Ю. Рышк¹, С.Д. Великославинский¹, Е.В. Толмачева¹, Н.В. Родионов³,
Е.С. Богомолов¹, А.А. Андреев⁴, И.А. Алексеев², А.М. Федосеенко¹

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru

² Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет,
ivan.alexeev@gmail.com

³ Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, geofond@ogeo.ru

⁴ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
axel-foley@yandex.ru

Таллаинский габбро-диорит-тоналитовый плутон в Средневитимской горной стране долгое время рассматривался в качестве петротипа муйского комплекса раннего протерозоя [1]. На основании полученных U-Pb методом по циркону (ID-TIMS) оценок возраста плагиогранитов Му-дириканского массива 812 ± 19 млн лет и плагиогранитов Таллаинского плутона 625 ± 14 млн лет [2] габбро-диорит-плагиогранитная многофазная ассоциация на всей территории Байкало-Муйского пояса была объединена в новый таллаинский комплекс верхнерифейского возраста [3]. Однако при таком подходе в составе одного интрузивного комплекса оказались разновозрастные габбро-плагиогранитные массивы различных тектонических структур и этапов тектонического развития Байкало-Муйского пояса, сложенные однотипной петрографической ассоциацией пород, но с принципиально различными источниками [4]. По этой причине предлагалось «оставить» раннебайкальскую габбро-гранитную ассоциацию с древнекоровыми источниками в составе муйского комплекса Анамакит-Муйского террейна, а позднебайкальскую ювенильную габбро-гранитную ассоциацию включить в таллаинский комплекс [5]. Вместе с тем полученные в последние годы оценки возраста пород (U-Pb, циркон) этого ювенильного комплекса весьма различны. Так, значения возраста метагаббро и плагиогранитов Верхнеянского золоторудного поля Янской зоны (SHRIMP-II) составляют 650 ± 11 млн лет и 646 ± 4 млн лет [6], «акуканских» метадiorитов интрузивных линейных массивов Кичерской зоны (ID TIMS) – 641 ± 4 млн лет [7], а для габбро и гранодиоритов Витимского блока Каралон-Мамаканской зоны в бассейне Каралона получены существенно более молодые оценки возраста (ID TIMS) – 604 ± 17 и 605 ± 6 млн лет соответственно [8]. С последними оценками коррелируют данные LA ICP-MS для измененных метагаббро Мукодекского золоторудного поля Янской зоны – 612 ± 5 млн лет [9]. Принимая во внимание проявление высокотемпературного метаморфизма в Байкало-Витимском поясе в раннем венде [10, 11], следует отметить, что в таллаинский комплекс включены до- и постметаморфические габбро-диорит-тоналитовые интрузии позднебайкальской эпохи. Для решения проблемы возраста и состава рассматриваемого комплекса ключевое значение имеет петротипический Таллаинский габбро-диорит-тоналитовый плутон Каралон-Мамаканской зоны в восточном сегменте Байкало-Муйского пояса.

Большая часть плутона находится на правом берегу Витима в междуречье Таллаи и Малой Падоры, образуя большую часть Таллаи-Бахтарнакского блока [8]. В центральной и восточной части плутона преобладают габброиды, а на северо-западном фланге, по данным (Григорьев, Григорова, 1962 г.), доминируют кварцевые диориты, включающие небольшие тектонические фрагменты габбро начальной фазы становления массива и интрузии гранодиоритов и тоналитов завершающей фазы. Кварцевые диориты и гранодиориты прорывают габбро и вулканиты каралонской толщи и трансгрессивно перекрыты полого залегающими вулканомиктовыми субконтинентальными осадками, базальтами и риолитами падринской серии с возрастом 590 ± 5 млн лет (ID TIMS) [12]. В диоритах обычны катакластические структуры, часть гранодиоритов и тоналитов имеет гнейсовидные текстуры, а в габбро отмечены многочисленные зоны

бластомилонитов. Ранее опубликованная оценка возраста плагиогранитов была получена по данным изотопного анализа необрадированных зерен циркона, образующих дискордию с нижним пересечением 625 ± 14 млн лет. Учитывая явное содержание в цирконе унаследованного компонента, мы отмечали вероятность занижения этой оценки возраста плагиогранитов в результате современных потерь свинца [2].

Образцы для U-Pb геохронологических исследований отобраны на правом борту долины Витима в районе устья рек 1-я и 2-я Кычига. Циркон выделен из массивного эпидотизированного кварцевого диорита (91045) и гнейсовидного лейкократового тоналита (91046). По данным изучения в проходящем свете и в режиме катодолюминесценции циркон в этих породах представлен преимущественно субидiomорфными бесцветными кристаллами размером 150–250 мкм и $Ky=1.5-2.5$. Зерна циркона состоят из ядер с раскристаллизованными первичными расплавленными включениями и твердофазовыми включениями игольчатого апатита и оболочек, содержащих только первичные флюидные включения. В ядрах наблюдается тонкая осцилляторная магматическая зональность. Метаморфические оболочки в цирконе из массивного диорита значительно шире, чем в цирконе гнейсовидного тоналита.

Геохронологические исследования отдельных зерен циркона диоритов и тоналитов выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике [13]. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID [14]. Средневзвешенное значение $^{206}Pb/^{238}U$ возраста магматических ядер циркона диорита ($n=9$) составляет 658 ± 10 млн лет (СКВО=2.9), а метаморфических оболочек ($n=4$) – 636 ± 5 млн лет (СКВО=0.37). Средневзвешенное значение $^{206}Pb/^{238}U$ возраста магматических ядер циркона гнейсовидного тоналита ($n=13$) составляет 662 ± 6 млн лет (СКВО=1.6). Размеры тонких метаморфических оболочек циркона из тоналитов недостаточны для определения их возраста. Обобщая полученные для двух образцов изотопные данные, можно заключить, что становлению Таллаинского плутона отвечает оценка возраста 660 ± 3 млн лет, а возраст 636 ± 5 млн лет соответствует структурно-метаморфическому преобразованию изученных пород.

Для кварцевых диоритов ($^{147}Sm/^{144}Nd=0.1863$) и гнейсовидных тоналитов ($^{147}Sm/^{144}Nd=0.1315$) Таллаинского плутона характерны высокие положительные значения $\epsilon_{Nd}(660) +7.2$ и $+7.3$, близкие к ДМ этого возраста. Подобные изотопно-геохимические характеристики имеют габбро, гранодиориты и плагиограниты Витимского блока с возрастом 615–603 млн лет, а также «акуканские» метадiorиты и диорито-гнейсы Кичерской зоны с возрастом 640 млн лет [7], что указывает на участие в их формировании единого позднебайкальского ювенильного источника.

Таким образом, накопленные к настоящему времени геохронологические и изотопно-геохимические данные показывают, что в течение позднебайкальского этапа тектонического развития Байкало-Витимского пояса были сформированы однотипные по составу разновозрастные ювенильные габбро-диорит-тоналитовые интрузии. Наиболее ранние из них, таллаинские с возрастом 660 млн лет, коррелируют с позднебайкальским вулканизмом зон растяжения, а более поздние, каралонские с возрастом 615–603 млн лет, непосредственно предшествуют формированию падринского палеорифтового комплекса, завершающего позднебайкальский этап. При этом ранние габбро-диорит-тоналитовые интрузии вместе с вмещающими вулканитами подвержены неравномерно проявленным в период 640–615 млн лет структурно-метаморфическим преобразованиям. Новые данные подчеркивают глубокое несоответствие официально утвержденных региональных серийных легенд Госгеолкарты-1000/3 и ГК-200/2 с реальным геологическим строением ключевой тектонической структуры Байкальской складчатой области. Работа выполнена в рамках госзадания НИР (ИГГД РАН FM NU-2019-0001) и при поддержке Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

- [1] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2. 700 с.
- [2] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- [3] Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.
- [4] Митрофанова Н.Н. и др. Алдано-Забайкальская серийная легенда Госгеолкарты-1000/3. СПб., 2009.
- [5] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- [6] Ванин В.А., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. Геохимическая характеристика, возраст и обстановки формирования магматических пород Верхнеянского рудного поля (Северное Забайкалье) // Геодинами-

- ческая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 24–25.
- [7] Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др. Последовательность формирования и возраст неопротерозойских магматических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского подвижного пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 129–130.
 - [8] Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Алексеев И.А. и др. Геологическое строение Каралонского золоторудного поля (Средневитимская горная страна) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 342–370.
 - [9] Ванин В.А., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б. Возраст габброидов северной части Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 39.
 - [10] Skuzovatov S., Shatsky V., Wang K.-L. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // Lithos. 2019. V. 342–343. P. 76–96.
 - [11] Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи формирования нюрнбургского комплекса (Байкало-Муйский пояс): результаты U-Pb (циркон, ID TIMS, SIMS) и Nd-изотопных исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 225–226.
 - [12] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Вендский (590±5 млн. лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 517–519.
 - [13] Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. Reviews in Economic Geology. 1997. V. 7. P. 1–35.
 - [14] Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Special Publication. 2003. No. 4. 70 p.



ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКАХ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ (БАЙКАЛО-ВИТИМСКИЙ ПОЯС)

Е.Ю. Рышк¹, Е.В. Толмачева¹, Н.В. Родионов², С.Д. Великославинский¹,
А.А. Андреев³, Ю.М. Лебедева¹, Е.С. Богомолов¹, А.М. Федосеенко¹

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru

² Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, geofond@geo.ru

³ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, axel-foley@yandex.ru

Центральный домен Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (БВП) образован пакетом тектонических пластин, сложенных метаморфическими породами нюрндуханского (амфиболиты и плагиогнейсы) и кичерского (метариолиты, метабазальты и метаосадочные породы) комплексов, отдельные части которого в разное время выделялись в качестве харгитуйской (Мошкин и др., 1964), кичерской [1] или аюлиндинской толщ, получивших неоправданно широкое развитие на листах ГК-1000/3 [2]. Согласно геохронологическим данным [3], формирование этих комплексов Кичерской зоны связано с позднебайкальским этапом тектонического развития БВП. В центральном домене выделены также Водораздельный и Умоликитский тектонические блоки, сложенные амфиболитами, плагиогнейсами и ортогнейсами с возрастом ≥ 800 млн лет [4], испытавшими высокотемпературные структурно-метаморфические преобразования в интервале 750–790 млн лет [5], которые относились к «нюрндуханской свите» (Мошкин и др., 1964; Сафронов и др., 1968; и др.). Однако оценки нижней возрастной границы формирования метабазитов центрального домена Кичерской зоны, полученные Sm-Nd изохронным методом по двум сериям валовых образцов амфиболитов 1035 ± 92 млн лет [6] и 907 ± 120 млн лет [7] с близкими к DM величинами $\epsilon_{Nd}(t)$, не являются достаточно точными и корректными. Одним из возможных решений этого вопроса могут быть геохронологические данные исследования детритового циркона из метатерригенных пород кичерского комплекса позднебайкальского этапа.

Метаосадочные породы и метабазальты кичерского комплекса прослеживаются по правому борту долины р. Кичера, а также картируются в отдельных тектонических линзах вдоль контакта с Маректинским выступом раннедокембрийского фундамента кратона. Одна из таких тектонических линз находится в верховьях р. Курла (Сафронов и др., 1968) и сложена в разной степени милонитизированными метапесчаниками и парасланцами. Для выделения циркона и U-Pb геохронологического исследования на правом борту долины р. Курла отобрана проба (50-1/17) мелкозернистых рассланцованных метапесчаников. Они имеют бластосаммитовую структуру и сложены тонкозернистыми агрегатами измененных полевых шпатов и кварца с актинолитом, хлоритом и эпидотом, образованными в результате структурно-метаморфических преобразований цемента песчаника в условиях зеленосланцевой фации. Обломочный материал представлен катаклазированными зернами и обломками плагиоклаза, полевого шпата, амфибола и, реже, кварца с волнистым угасанием. Химический состав метапесчаников указывает на их принадлежность к группе граувакк.

По данным изучения в проходящем свете и в режиме катодолюминесценции детритовый циркон в пробе представлен бесцветными и реже коричневыми, в различной степени окатанными зернами и их обломками. Длина зерен в среднем составляет 400–500 мкм, $Ky=2-3$. Большинство зерен состоит из ядер и оболочек.

Геохронологические исследования выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике [8]. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID [9]. Согласно полученным данным, детритовый циркон метапесчаника представлен как минимум четырьмя отчетливо различимыми возрастными группами. Первая из

них, палеомезоархейская (значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в интервале $3598 \pm 4 \dots 3377 \pm 6$ млн лет ($n=5$)), представлена ядрами в окатанных коричневатых зернах циркона, содержащими декрепитированные расплавные включения. Вторая группа ($n=10$) – это неоархейские метаморфические оболочки на архейских ядрах, содержащие исключительно флюидные включения. Значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста этих оболочек находятся в диапазоне $2763 \pm 18 \dots 2540 \pm 12$ млн лет. Также отмечаются отдельные метаморфические зерна циркона с близкими неоархейскими значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 2886 ± 6 и 2770 ± 9 млн лет.

Неопротерозойские значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста детритового циркона образуют два дискретных кластера: третья группа $931 \pm 14 \dots 899 \pm 15$ млн лет ($n=6$) и четвертая группа – $872 \pm 13 \dots 788 \pm 12$ млн лет ($n=7$) соответственно. Циркон третьей группы – это преимущественно магматические кристаллы или ядра, содержащие расплавные включения. В цирконе четвертой группы помимо магматических кристаллов отмечаются метаморфические оболочки и отдельные зерна циркона с возрастом 806 ± 13 млн лет и 788 ± 12 млн лет, содержащие только флюидные включения. Представляется, что до появления новых геохронологических данных наиболее молодое значение возраста детритового циркона 788 ± 12 млн лет следует рассматривать как оценку нижней возрастной границы формирования метапесчаников кичерского комплекса.

Метапесчаники характеризуются незначительно повышенными относительно среднекоровых $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениями (0.1499 и 0.1561), невысокими положительными значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(665) +3.2$ и $+3.7$ и величиной модельного возраста $t(\text{DM})$ 1310–1324 млн лет, которые согласуются с формированием метапесчаников в результате смешения обломочных компонентов континентальной коры раннего докембрия и ювенильной коры неопротерозойского возраста.

Полученные данные показывают, что в формировании терригенных пород позднебайкальского комплекса Кичерской зоны принимали участие не менее двух источников сноса. Источником детритового циркона архейского возраста являлся раннедокембрийский фундамент кратона, что подразумевает единство области питания позднебайкальских палеорифтовых структур Кичерской зоны БВП и рифтогенных осадочных бассейнов краевой части кратона. Такими областями размыва в Северном Прибайкалье могли быть Маректинский и Кутимский выступы раннедокембрийского фундамента.

Источником детритового циркона неопротерозойского возраста, вероятно, являлись раннебайкальские комплексы Анамакит-Муйского террейна и Байкало-Витимского пояса. Надо отметить, что, в отличие от террейнов Центральной Монголии и Восточного Саяна Центрально-Азиатского орогенного пояса [10, 11], в указанных структурах Байкальской горной области не были известны магматические породы с достоверными оценками возраста древнее 850 млн лет [5]. Учитывая данные о возрасте детритового циркона раннебайкальского осадочного комплекса Олоkitской рифтогенной зоны кратона [12], можно предположить, что на фоне стабильной раннедокембрийской области сноса в Северном Прибайкалье породы раннебайкальских комплексов могли быть источником для терригенных пород палеорифтовых структур Кичерской зоны БВП только после завершения аккреционных событий в краевой части кратона в период 790–750 млн лет. С учетом недостаточного статистического объема имеющихся данных о возрасте детритового циркона интерпретация раннебайкальских источников сноса является предварительной.

Работа выполнена в рамках госзадания НИР (ИГГД РАН FM NU-2019-0001) при поддержке Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

- [1] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- [2] Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.
- [3] Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи формирования нюрунду-канского комплекса (Байкало-Муйский пояс): результаты U-Pb (циркон, ID TIMS, SIMS) и Nd-изотопных исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Вып. 17. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 225–226.
- [4] Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Андреев А.А. и др. Главные этапы тектономагматической эволюции Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье: новые геохронологические данные // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2018. С. 297–300.
- [5] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

- [6] *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др.* Изотопный состав Pb и генезис Pb-Zn оруденения Олоkitской зоны Сев. Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 34–49.
- [7] *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- [8] *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. Reviews in Economic Geology. 1997. V. 7. P. 1–35.
- [9] *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Special Publication. 2003. No. 4. 70 p.
- [10] *Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Козловский А.М.* 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.
- [11] *Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В. и др.* Позднедокембрийские осадочные бассейны Тувино-Монгольского микроконтинента. Новосибирск, 2020. 272 с.
- [12] *Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др.* Возраст детритовых цирконов и источники сноса терригенных пород Олоkitской зоны (Северное Прибайкалье) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 36–40.



МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ РАННЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

В.М. Саватенков^{1,2}, М.В. Кузнецов^{1,2}, Л.В. Шпакович², А.М. Козловский³

¹ Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
v.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,
amk@igem.ru

Щелочной вулканизм, имевший широкое развитие в Центрально-Азиатском регионе в раннемеловой период, характеризуется специфичными особенностями состава вулканических пород – продуктов вулканической активизации: высокой степенью дифференцированности по сравнению с продуктами внутриплитной активизации в океанической или континентальной обстановке, повышенной щелочностью с калиевой спецификой, высоким содержанием TiO_2 , P_2O_5 , а также несовместимых литофильных элементов. Все эти особенности обусловлены сложной тектонической обстановкой, в которой происходило развитие раннемеловых вулканических областей в Центральной Азии, включающей в себя процессы субдукции Тихоокеанской плиты с востока, постколлизийное растяжение после закрытия Монголо-Охотского палеоокеана и начало действия мантийного плюма, с которым тесно ассоциирует внутриплитный магматизм кайнозойского этапа внутриплитной активизации в Центральной Азии [1].

Традиционно в качестве источника базальтовых расплавов, из которых формировались ассоциации раннемеловых вулканических полей, рассматривается либо метасоматизированная мантия [2], либо океаническая кора Тихоокеанской плиты, вещество которой было выведено в область генерации расплавов с переходного слоя 660 км [3]. Вместе с тем эти представления носят общий характер и строятся большей частью на геофизических данных либо на общих соображениях при отсутствии петрологического и изотопно-геохимического обоснования той или иной точки зрения.

Вещество экологитизированной океанической коры, погребенной на глубине переходного слоя, не может быть причиной наблюдаемых геохимических особенностей в раннемеловых вулканиках в силу того, что массовое соотношение слоя погребенной базальтовой коры и слоя астеносферной мантии, через который она могла мигрировать в область зарождения расплавов, крайне незначительно (приблизительно 1:400). Соответственно, продукты плавления этого экологита должны полностью уйти в реакцию с перидотитовой мантией, через которую они фильтруются. В этом случае магматизм по своему химизму должен отвечать ОИВ-типу, предполагающему наличие пикритовых базальтов, а также базанитов в вулканических ассоциациях, чего не наблюдается в вулканических полях раннемеловых областей Центральной Азии.

Механизмы метасоматического преобразования мантии могут иметь различный характер, обусловленный особенностями тектонической обстановки, в которой это преобразование протекало: надсубдукционная обстановка – воздействие флюидов или расплавов вследствие дегидратации или частичного плавления океанических осадков; внутриплитная обстановка – воздействие CO_2 -насыщенных расплавов, образованных при плавлении рециклированной коры. Каждый механизм определяет изотопно-геохимическую специфику расплавов, образованных при плавлении метасоматизированной мантии.

Нами был проведен сравнительный анализ вещественного состава пород, составляющих раннемеловые вулканические комплексы Восточной Монголии, и состава базальтов, формировавшихся в различных океанических обстановках и в пределах различных изверженных провинций, а также результатов экспериментов плавления мантийных пород различного состава, который показал, что наблюдаемые особенности вещественного состава в базальтах раннемеловых комплексов Восточной Монголии могли быть результатом смешения расплавов, образо-

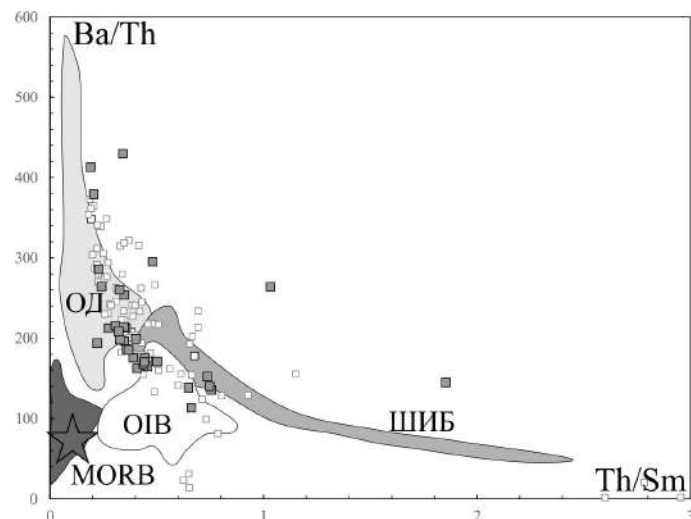


Диаграмма в координатах Th/Sm-Ba/Th. Квадратики – состав раннемеловых вулканитов Восточной Монголии: серые квадратики – наши данные, белые – литературные данные. MORB – поле составов базальтов срединно-океанических островов, звездочка – средний состав MORB. OIB – поле составов базальтов океанических островов. OD – поле составов базальтов островных дуг (Изу-Бонин, Марьяна). ШИБ – шохониты Изу-Бонин.

ванных при плавлении эклогита и мантийного перидотита, метасоматизированного в надсубдукционной обстановке. Участие эклогита обусловило высокое содержание TiO_2 (2–4 вес. %) и дифференцированный состав исходных расплавов ($\text{SiO}_2 > 48$ вес. %, $\text{MgO} < 5$ вес. %). Участие надсубдукционно-метасоматизированной мантии обусловило повышенное содержание P_2O_5 (1–2 вес. %) и повышенные отношения флюидомобильных к высоконесовместимым элементам в рассматриваемых вулканитах относительно базальтов OIB и MORB обстановок (рисунок).

Таким образом, изотопно-геохимические особенности раннемеловых вулканитов Восточной Монголии отражают их образование за счет плавления литосферной мантии, представляющей два компонента: перидотит, метасоматизированный в ходе аккреционных процессов предшествующих этапов, и погребенную эклогитизированную кору.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00401).

- [1] Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 6. С. 563–590.
- [2] Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И. Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 12. С. 2101–2128.
- [3] Bars A., Miao L., Fochin Z., Baatar M., Anaad C., Togtokh K. Petrogenesis and tectonic implication of the Late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia // *Geological Journal*. 2018. V. 53. P. 2449–2470.



РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ^{39}Ar - ^{40}Ar ИЗУЧЕНИЯ КАЛИЕВОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

В.Б. Савельева¹, Д.С. Юдин², Ю.В. Данилова¹, Е.П. Базарова¹, Б.С. Данилов¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vsavel@crust.irk.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, yudin@igm.nsc.ru

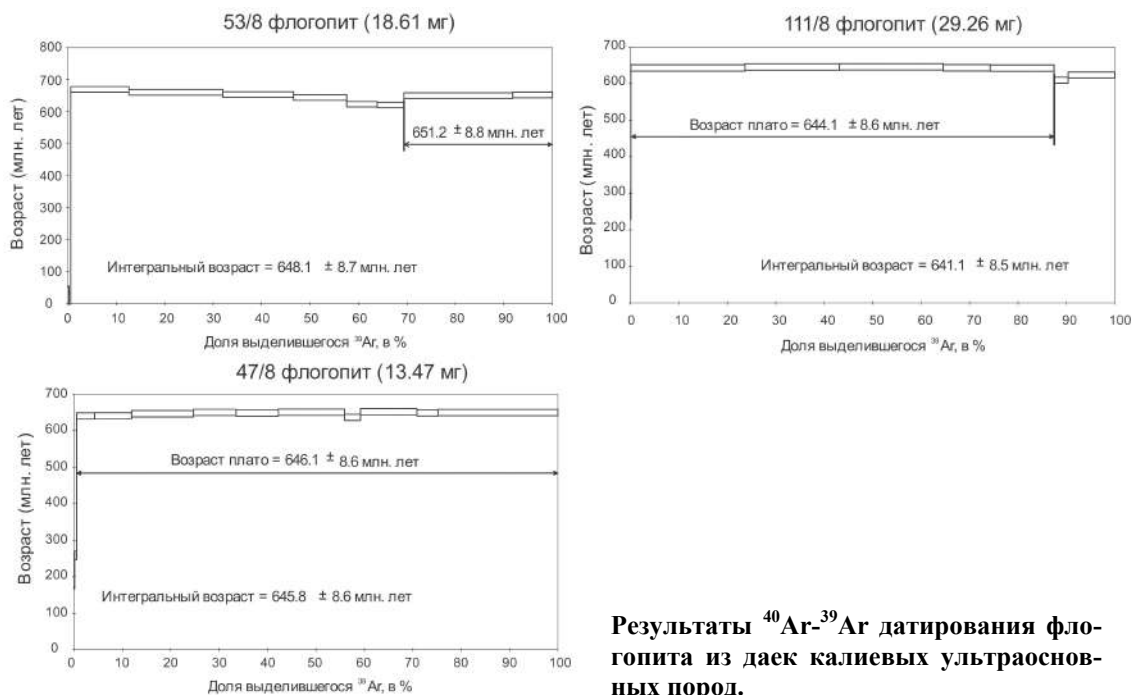
Урикско-Ийский грабен представляет собой линейную зону северо-западного простиранья шириной до 30 км, протяженностью около 200 км между Бирюсинским и Шарыжалгайским краевыми выступами фундамента на юго-западной окраине Сибирского кратона. Это длительно развивавшаяся структура, сформировавшаяся в интервале 1.91–1.53 млрд лет [1] и испытывавшая затем после длительного (около 900 млн лет) перерыва тектономагматическую активизацию. С последней связано формирование массивов центрального типа калиево-натриевой серии и даек ультраосновных пород калиевой серии. В настоящее время надежные (U-Pb и Ar-Ar) изотопные датировки получены только для ультраосновных щелочных пород и карбонатов Белозиминского массива: от 643 ± 4 млн лет до 645 ± 6 млн лет [2–4], а также айлликитовых брекчий из массива: 622–640 млн лет [5]. Целью нашего исследования было определение возраста ультраосновных даек, прорывающих песчано-сланцевые отложения PR_1 в северной части грабена.

По петрографическому составу здесь выделяются айлликиты, дамтьерниты, флогопит-пироксеновые и беспироксеновые пикриты, минетты. Нами было выполнено датирование ^{40}Ar - ^{39}Ar методом флогопита из айлликита, дамтьернита и флогопит-пироксенового пикрита.

Айлликиты являются наиболее распространенными породами, слагающими дайки. Порода порфировидного облика; вкрапленники величиной 2–7 мм представлены оливином Fo_{82-88} (30–35 %), флогопитом ($X_{\text{Mg}}=0.79-0.82$) и титаномagnetитом. Основная масса сложена зернами оливина, флогопитом, кальцитом, диопсидом и титанавгитом ($\text{TiO}_2=2.4-5.1$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=3.3-8.7$ мас. %), отмечается эгирин, калиевый полевой шпат, альбит, акцессорные минералы представлены хромшпинелидами ($\text{Cr}_2\text{O}_3=15-40$ мас. %), титаномagnetитом, перовскитом, манганильменитом, апатитом, рутилом, титанитом, карлстронбаритом, монацитом, целестином, титановым гранатом, баритом, халькопиритом. Количество кальцита варьируется (10–40 %). Оливин частично или полностью замещен серпентином с сыпью магнетита или тальком и доломитом, иногда кальцитом. Отмечается доломитизация, замещение магнезиорибекитом, хлоритом.

Дамтьернитами представлены отдельные дайки. Оливин в них отмечается в виде редких измененных зерен, а вкрапленники представлены флогопитом ($X_{\text{Mg}}=0.77-0.82$), титанавгитом (TiO_2 до 5.2 мас. %, Al_2O_3 до 7.4 мас. %), керсутитом ($\text{TiO}_2=4.3-5.0$ мас. %; K_2O 2.2–2.5 мас. %). Основная масса сложена кальцитом (25–30 %), флогопитом, титанавгитом, в подчиненном количестве – калиевый полевой шпат, альбит, эгирин; акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, манганильменитом, рутилом, титанитом, касситом, апатитом, монацитом, бастнезитом, баритом, сульфидами. Отличием дамтьернитов от айлликитов является обедненность оливином, присутствие вкрапленников клинопироксена и керсутита, а в основной массе – щелочных полевых шпатов, отсутствие в породе хромшпинелидов.

Флогопит-пироксеновый пикрит слагает Бушканайскую дайку. Вкрапленники образованы оливином (15–20 %), замещенным серпентином и кальцитом, и редким флогопитом. Основная масса сложена мелким серпентинизированным оливином, микролитами клинопироксена, флогопитом ($X_{\text{Mg}}=0.70-0.87$), магнезиальной роговой обманкой, андрадитовым гранатом, кальцитом, акцессорными хромшпинелидами, титаномagnetитом, перовскитом, апатитом, титанитом, рутилом, баритом и др. В этой породе встречаются обособления величиной до 20 см, сложенные на 80–85 % серпентинизированным оливином (оливинит), и зоны, богатые флогопитом (10–15 %) и клинопироксеном (20–25 %) – хромдиопсидом (Cr_2O_3 до 1.5 мас. %) и авгитом ($\text{Al}_2\text{O}_3=3.7-10.3$ мас. %), но бедные оливином. Особенностью пикрита является отсутствие



Результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования флогопита из даек калиевых ультраосновных пород.

первично-магматического кальцита и щелочных полевых шпатов и присутствие в основной массе андрадитового граната и роговой обманки.

Породы по химическому составу являются ультраосновными до низкокремнеземистых: $\text{SiO}_2 = 21.1\text{--}35.7$ мас. % [6], с содержанием оксидов щелочей 1.1–4.4 мас. % и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.01\text{--}0.80$, что указывает на принадлежность к калиевой серии. В целом для пород характерно умеренно низкое содержание Al_2O_3 (3.3–8.3 мас. %) и высокое TiO_2 (2.0–8.6 мас. %), а для айлликитов и дамтьернитов высокое содержание CO_2 (6.1–21.3 мас. %). Магнезиальное число варьируется от 0.80 до 0.69 в пикритах, от 0.74 до 0.61 в айлликитах и от 0.60 до 0.56 в дамтьернитах. Отношение $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al} = 0.11\text{--}0.74$. Максимальное содержание Ni и Cr (ppm) в пикритах, айлликитах и дамтьернитах составляет соответственно 1200, 690 и 140 (Ni) и 2000, 1700 и 230 (Cr). Породы содержат (ppm): Nb до 180, La до 150, Ce до 320, Th до 30, Ba до 3400, Rb до 140, Sr до 1900, Zr до 550, но обеднены тяжелыми РЗЭ, а пикриты Sr (300–390 ppm).

Анализы флогопита из вкрапленников в айлликите (обр. 53/8), дамтьерните (обр. 111/8) и флогопит-пироксеновом пикрите (обр. 47/8) были выполнены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования СО РАН» (г. Новосибирск), методом ступенчатого прогрева по методике [7]. В спектрах проанализированных образцов флогопита выделяется плато, отвечающее закрытию K-Ar изотопной системы, с возрастом от 651.2 ± 8.8 (флогопит из айлликита) до 644.1 ± 8.6 млн лет (флогопит из дамтьернита) (рисунок). Учитывая небольшую мощность даек и быстрое остывание расплава при внедрении в песчано-сланцевые отложения палеопротерозоя, эти значения можно считать близкими ко времени внедрения расплавов.

Полученные данные и имеющиеся изотопные датировки [2–5] показывают, что ультраосновной щелочной магматизм в Урикско-Ийском грабене проявился в очень узком временном интервале – от 651.0 ± 8.8 млн лет назад до 622 млн лет назад. Внедрение ультрамафических лампрофиров началось, возможно, несколько ранее (651.2 ± 8.8 млн лет назад), чем массивов центрального типа (около 645.0 ± 6.0 млн лет назад), продолжалось одновременно с формированием массивов и завершилось после их консолидации (622 млн лет назад [5]). Внедрение калиевых ультраосновных расплавов произошло со значительным (около 100 млн лет) отрывом от времени внедрения базитовых даек в граничащих с грабеном Бирюсинском (741 ± 2 млн лет) и Шарыжалгайском (758 ± 4 млн лет) выступах фундамента кратона [8]. Соответственно, базитовые дайки являются индикаторами ранней стадии неопротерозойского растяжения, тогда как ультраосновные калиевые дайки фиксировали поздние стадии растяжения кратонной литосферы и достижения ослабленными зонами низов субконтинентальной литосферной мантии.

Работа выполнена при поддержке РНФ (РНФ-18-17-00101). В работе задействовалось оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляр 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.
- [2] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований ультраосновных щелочных комплексов в южном обрамлении Сибирского кратона // ДАН. 2005. Т. 404. С. 1031–1037.
- [3] Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladyskin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 116. P. 81–96. doi:10.1016/j.jseaes.2015.11.011.
- [4] Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifееva M.V., Reguir E.P., Kotoy A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 141–154. doi:10.1016/j.lithos.2019.03.032.
- [5] Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky Alkaline Ultrabasic-Carbonate Massif: Possible origin and relations with ore deposits // Minerals. 2020. V. 10. 404. doi:10.3390/min10050404.
- [6] Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 203 с.
- [7] Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- [8] 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. doi:10.7868/S0016853X14050038.



ПРОЦЕССЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭРОЗИИ НА КОНВЕРГЕНТНЫХ ОКРАИНАХ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

И.Ю. Сафонова^{1,2}, А.И. Ханчук^{3,4}

¹ Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

² Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН

³ Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

⁴ Москва, Геологический институт РАН

Процессы океанической субдукции являются главным механизмом образования и прироста новой (ювенильной) континентальной коры в постархее. На конвергентных окраинах тихоокеанского типа (КОТТ) рост коры происходит за счет надсубдукционного магматизма, в первую очередь, на внутриокеанических дугах, и аккреции фрагментов океанической коры. Одновременно с формированием орогенов тихоокеанского типа происходит разрушение континентальной коры в результате тектонической эрозии и последующей субдукции эродированного материала. Процессы тектонической эрозии материала магматических дуг и аккреционных комплексов широко проявлены на конвергентных окраинах современного Тихого океана, например над зонами субдукции Южной Америки (Гватемала-Коста Рика), юго-западной Пацифики (Тонга) и Японских островов (желоб Нанкай). В результате этого большое количество корового материала, в том числе и ювенильного, разрушается и исчезает с поверхности Земли. Следовательно, изначальное соотношение ювенильной и рециклированной континентальной коры, сформированной в течение главных прошлых эпох орогении тихоокеанского типа, нарушается и смещается в сторону последней.

Пропорции ювенильной и рециклированной коры во внутриконтинентальных орогенах, образованных на месте закрытия палеоокеанов, например в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП), являются предметом жарких научных дискуссий в науках о Земле, так как они имеют важнейшее как теоретическое значение для оценки скоростей роста коры, так и практическое при определении природы орогена – тихоокеанской (субдукционно-аккреционной) или гималайской (коллизийной), а также для изучения месторождений полезных ископаемых. Традиционно соотношение ювенильной и рециклированной коры оценивалось на основании геохимических и изотопных данных, полученных по магматическим породам среднего и кислого состава. Но при таких подходах не учитывается возможность исчезновения продуктов островодужного магматизма в процессе субдукционной эрозии. В докладе дано понятие тектонической эрозии, приведены современные примеры ее проявления в Циркум-Пацифике и обсуждаются эпизоды субдукционной эрозии, реконструированные в ЦАСП, т.е. имевшие место на конвергентных окраинах Палеоазиатского океана с использованием методов и подходов, разработанных на современных КОТТ. Наиболее перспективными со стороны субдукционной эрозии регионами ЦАСП являются палеозойские надсубдукционные комплексы северо-западного Алтая, Центрального и Восточного Казахстана, Южного Забайкалья – Северной Монголии, Южного (Кыргызстан, Узбекистан) и Северного (Кыргызстан) Тянь-Шаня.

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022) и в рамках госзадания МОН РФ № АААА-А19-119072990020-6.



РОЛЬ ФАЗОВОЙ СЕПАРАЦИИ РАСПЛАВОВ В ПРОЦЕССАХ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ И ФЛЮИДНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

В.А. Симонов^{1,2,3}, А.В. Котляров^{1,3}

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru

² Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

³ Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

В последние годы под руководством академика Н.Л. Добрецова проводились всесторонние исследования вулканов Камчатки с использованием геологических, петрологических, геохимических, минералогических и термобарогеохимических методов [1–5]. Особое внимание уделялось расплавленным и флюидным включениям в минералах из эффузивных пород, в результате изучения которых появилась возможность выяснить физико-химические условия магматических процессов под вулканами.

Проведенные исследования позволили установить значительную роль фазовой сепарации расплавов при развитии вулканогенных магматических систем Камчатки. Наиболее детально эти процессы были изучены на примере вулкана Горелый с помощью анализа первичных расплавленных и флюидных включений в минералах.

В истории развития вулкана Горелый наблюдался мощный этап кальдерообразования, во время которого на поверхность было выброшено около 120 км³ вулканогенного материала и в результате образовалась кальдера размерами 13×9 км [6]. Соответственно, выделяются структуры, характеризующие докальдерный (Пра-Горелый) и современный (Молодой Горелый) этапы развития вулканического центра Горелый.

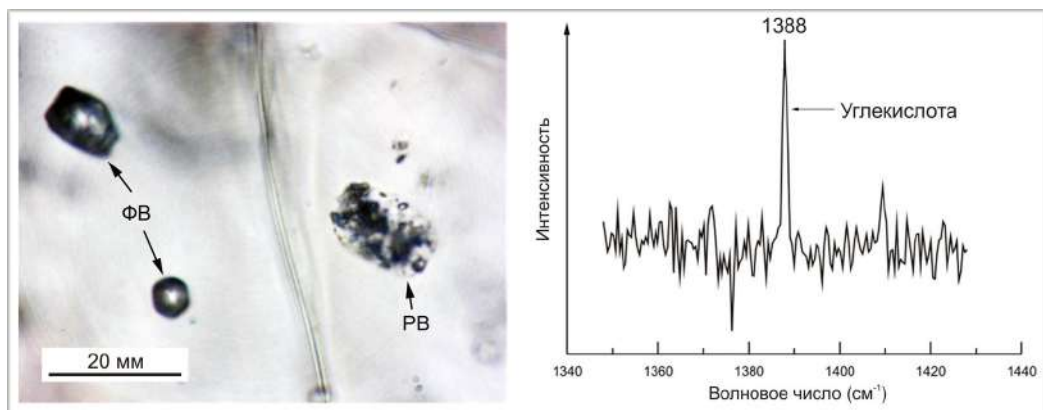
Экспериментальные работы с расплавленными и флюидными включениями в минералах проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Изучение состава минералов и расплавленных включений было выполнено в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН (г. Новосибирск) главным образом с помощью электронного сканирующего микроскопа MIRA 3 LMU (Tescan OrsayHolding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80. Анализ состава флюидной фазы включений проводился методом КР-спектроскопии при помощи спектрометра Jobin Yvon LabRAM HR800.

В целом, с помощью изучения расплавленных включений и минералов из эффузивов вулканического центра Горелый, а также с использованием расчетного моделирования на основе их составов нами были получены температурные характеристики кристаллизации вкрапленников оливина, клинопироксена и плагиоклаза (1260–1115 °С), а также амфиболов (890–860 °С), согласующиеся с опубликованными данными других исследователей [7–9].

Расчетное моделирование с помощью программы PETROLOG [10] на основе данных по расплавленным включениям в минералах показало, что установленный нами достаточно широкий (7.0–0.5 кбар) интервал давлений и, соответственно, глубин кристаллизации минералов (25.0–1.7 км) можно разбить на два уровня. Эти промежуточные камеры на глубине 25–17 и 10.0–1.7 км характерны для обеих вулканических построек – Пра-Горелый и Молодой Горелый. При этом устанавливаются разные температурные режимы с более высокими характеристиками для Пра-Горелого (1240–1190 °С), чем для Молодого Горелого (1190–1125 °С).

Эволюция Р–Т-параметров магматических систем также различается: магмы Пра-Горелого при подъеме с глубин 24 км до фактически близповерхностных (до 1.7 км) условий сохраняют свои максимальные (до 1240 °С) температуры, в то время как для Молодого Горелого наблюдается закономерное снижение температур (1190 → 1130 °С) при подъеме расплава с глубины 25.0 до 1.8 км.

Большое значение для расшифровки условий развития глубинных магматических систем вулкана Пра-Горелый имеют первичные флюидные включения в плагиоклазе. Очень важен



Первичные сингенетичные флюидные (ФВ) и расплавные (РВ) включения в плагиоклазе из базальтов вулкана Пра-Горелый. Показан КР-спектр первичного флюидного включения в плагиоклазе.

факт совместного нахождения первичных флюидных (ФВ) и расплавных (РВ) включений, хорошо видимый на рисунке и говорящий об их сингенетичности. Криометрические исследования и КР-спектроскопия (рисунок) показывают преобладание углекислоты в этих флюидных включениях.

Наличие сингенетичных первичных флюидных и расплавных включений прямо свидетельствует о фазовой сепарации расплава и о кристаллизации плагиоклаза из гетерофазной (насыщенной микропузырьками газового CO_2) магмы.

В целом, на основе изучения зональных фенокритов плагиоклаза оказалось возможным расшифровать историю развития гетерофазных магматических систем вулкана Горелый в докальдерную стадию. В начале вкрапленники плагиоклаза формировались в спокойной обстановке – шла кристаллизация минералов из гомогенного расплава без резких изменений Р–Т-параметров. Затем быстрое падение давления привело к вскипанию (резкая объемная фазовая сепарация магмы с образованием гетерофазной системы: расплав + газовые пузырьки CO_2) расплава и выделению углекислоты из магмы. При этом плагиоклаз продолжал кристаллизоваться из гетерофазного (кипящего) расплава, воздействовавшего и на вкрапленники оливина (с образованием в нем вторичных флюидных включений). В последующем происходило удаление фазы CO_2 , и на заключительной стадии образование плагиоклаза шло опять из гомогенного расплава.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договор № 14.Y26.31.0029.

- [1] 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.
- [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. Условия магматизма вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 88–90.
- [4] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры магматизма в районах вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1353–1383.
- [5] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавным и флюидным включениям // Геология и геофизика. 2021. Т. 61. № 1. С. 103–133.
- [6] Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2010. V. 189. P. 57–80.
- [7] Чащин А.А., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Екимова Н.И., Владимирова Т.П. Физико-химические условия формирования и эволюции позднелейстоцен-голоценовых магм вулканов Горелый, Мутновский (Южная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 4. С. 87–108.

- [8] *Seligman A., Bindeman I., Jicha B., Ellis B., Ponomareva V., Leonov V.* Multi-cyclic and isotopically diverse silicic magma generation in an arc volcano: Gorely eruptive center, Kamchatka, Russia // *Journal of Petrology*. 2014. V. 55. P. 1561–1594.
- [9] *Назарова Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П., Миронов Н.Л.* Исходное содержание H₂O и условия образования родоначальных магм вулкана Горелый (Южная Камчатка) по данным микро-элементной термобарометрии // *ДАН*. 2017. Т. 472. № 3. С. 311–314.
- [10] *Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.* Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. Q07021.



МОБИЛЬНОСТЬ МРАМОРОВ ПРИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЯХ (ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Е.В. Складов

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

Карбонатные породы традиционно считаются надежными индикаторами исходной стратификации метаморфических комплексов, как и важнейшими реперными горизонтами для реконструкции первично-осадочных или вулканогенно-осадочных разрезов и понимания общей структуры метаморфических комплексов. Несмотря на существенные реологические различия карбонатных и силикатных пород, процессы вязкопластического течения мраморов (складки, протрузии, «затеки» в ассоциирующие силикатные породы) не столь распространены и ограничиваются в основном пределами первично-осадочных карбонатных горизонтов. Исключением является Ольхонский террейн Западного Прибайкалья, где значительная, если не резко преобладающая, часть мраморов имеет аллохтонную природу.

Террейн сложен гнейсами разного состава, амфиболитами, мраморами, в меньшей степени кварцитами, а также разноразмерными телами гранитов и габброидов. Карбонатные (кальцитовые, доломит-кальцитовые и доломитовые мраморы) и карбонатно-силикатные (кальцифиры) породы составляют около 20 % всего объема пород. В 1993 г. В.С. Федоровский с соавторами выделил в пределах Ольхонского террейна Западного Прибайкалья новый, не описанный ранее, тип меланжа – мраморный [2], в самом общем виде представляющий собой тела мраморов, в разной степени насыщенные фрагментами ассоциирующих силикатных пород разного размера (от первых миллиметров до десятков метров). Революционным было обоснование того, что «...в Ольхонском регионе истинно стратиграфическое положение сохранилось не более чем у половины тел мраморов. Другая их половина оказалась вовлеченной в протрузивный процесс, заняла аллохтонное положение и утратила связь со стратиграфическим разрезом» [2, с. 38].

Позднее здесь были описаны карбонатные и карбонатно-силикатные дайки в амфиболитах и габбро [1], инъекционная природа которых не вызывает сомнения. Остался открытым вопрос о вязкопластическом или расплавленном внедрении карбонатов, которые по всем геохимическим характеристикам соответствуют осадочным образованиям. Возможность плавления карбонатных толщ в коровых условиях на первый взгляд представляется нереальной из-за необходимых для этого, согласно экспериментальным данным, температур – 1200–1400 °C [5]. Однако еще в ранних экспериментах по плавлению карбонатов было показано существенное различие между температурой плавления в «сухих» и «мокрых» условиях, аналогичное силикатным системам. Температура плавления кальцита в присутствии водного флюида опускается до 740 °C при давлении 1 кбар [5], плавно снижаясь по мере роста давления. Добавка в систему MgO снижает температуру плавления карбонатов до 600 °C [4]. Это означает, что в условиях флюидонасыщенной нижней коры плавление доломитов начнется раньше появления гранитных выплавок, а плавление кальцитовых мраморов будет субсинхронно с последними. Другими словами, плавление карбонатных толщ должно быть таким же распространенным явлением в нижней коре, как и плавление силикатных пород. Однако это не так, поскольку процессы относительно низкотемпературного (по сравнению с мантией) плавления карбонатов лимитируются флюидным режимом с очень узкими интервалами отношений H_2O-CO_2 . Но независимо от фазового состояния карбонатов Ольхонского террейна, их аллохтонная природа представляется серьезно обоснованной.

Три фактора определяют мобильность карбонатов при высокотемпературном (амфиболитовая – гранулитовая фации) метаморфизме. Первым необходимым условием является погружение в нижнюю кору достаточно мощного первично-осадочного карбонатного блока. Вторым важным фактором является флюидонасыщенность (H_2O) нижней коры. И, наконец, третьим,

весьма важным, фактором представляется скорость деформаций, значительно снижающая температуру плавления пород или их вязко-пластического течения. Ольхонский террейн является если не уникальным, то достаточно редким объектом с сочетанием всех этих необходимых факторов. С учетом широкого развития неопротерозойских карбонатных толщ в краевой части Сибирского кратона вовлечение их фрагмента в коллизионный процесс представляется весьма вероятным. Широкое распространение в пределах террейна пегматит-аплитовых жил предполагает плавление сиалического субстрата нижней коры во флюидонасыщенных условиях. Поскольку сам террейн представляет собой коллаж сдвиговых пластин, породы интенсивно огнейсованы, мощно проявлены бластомилонитовые швы [3], высокая скорость синметаморфических деформаций представляется бесспорной.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00005).

- [1] Складов 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 // Геотектоника. 2013. № 3. С. 58–77.
- [2] Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
- [3] Федоровский В.С., Складов 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] Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J. Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in CaO–MgO–CO₂–H₂O with applications to carbonatites // Morphology and Phase Equilibria of Minerals, Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association. Sofia: Bulgarian Academy of Science, 1986. P. 313–322.
- [5] Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system CaO–CO₂–H₂O and the origin of carbonatites // Journal of Petrology. 1960. V. 1. № 1. P. 1–46.



ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Hf ЦИРКОНОВ ИЗ СРЕДНЕ- И ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ЭКЛОГИТОВ: ИСТОЧНИКИ И СТЕПЕНЬ РЕМОБИЛИЗАЦИИ ВЫСОКОЗАРЯДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СУБДУЦИРУЕМОЙ МАФИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ

С.Ю. Скузоватов¹, В.С. Шацкий², А.Л. Рагозин², К.-Л. Ванг³, Х.-Я. Ли³

¹ Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, skuzovатов@igc.irk.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

³ Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика

Геохимия высоkozарядных элементов (HFSE) широко используется в качестве инструмента для идентификации и характеристики разномасштабных геологических процессов – от мантийного плавления, субдукционного рециклинга и формирования мантийной гетерогенности до дифференциации и ассимиляции-контaminaции магм на разных уровнях коры. Поведение HFSE в процессе метаморфизма считается относительно инертным (консервативным), что позволяет использовать геохимические особенности как слабометаморфизованных, так и высокоградных метабазитов (амфиболитов, гранулитов, эклогитов) в качестве индикатора геодинамических обстановок формирования их прекурсора. Вместе с тем систематика HFSE в высокоградных породах в значительной степени зависит от поведения фаз-концентраторов (прежде всего, акцессорных) на прогрессивной стадии и в процессе эксгумации комплексов пород [1], что может значительно осложнять прямую интерпретацию соответствующих изотопно-геохимических характеристик. С целью определения характера мобильности высоkozарядных элементов в породах субдуцируемой литосферы различной мощности и уровня максимального погружения, фрагменты которой встречаются в аккреционно-коллизийных комплексах, проведены исследования редкоэлементной и изотопно-геохимической систематики цирконов из эклогитов двух высокобарических комплексов северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса – детально изученного Кокчетавского массива (Северный Казахстан) и существенно менее изученного Северо-Муйского комплекса Северо-Восточного Забайкалья. Условия метаморфизма, зафиксированные в породах западного сегмента Кокчетавского массива (до ~1000 °C и 60 кбар), соответствуют области устойчивости коэсита, алмаза и ряда других ультравысокобарических минеральных фаз и предполагают существенную роль частичного плавления при мобилизации химических компонентов, в том числе наиболее консервативных (к примеру, высоkozарядных), элементов [2, 3]. Менее глубинные условия метаморфизма были установлены для Северомуйского комплекса, в пределах которого эклогиты метаморфизованы при ~550–700 °C и до 25–27 кбар исключительно в субсолидусных условиях [4].

За исключением нескольких относительно крупных зерен, большинство цирконов из ультравысокобарического эклогита К-88-1 участка Кумды-Коль имеют крайне малый размер (70–150 мкм) и идиоморфную, короткопризматическую до близкой к округлой (soccer-ball) морфологию, в совокупности с гомогенным или секториальным внутренним строением, что указывает на метаморфогенное происхождение [5]. Содержание Th и U исследованных цирконов находится в диапазонах 5.77–70.90 и 92.1–284.0 мкг/г соответственно. Рассчитанные отношения Th/U варьируются в пределах 0.04–0.47. Полученные возрастные оценки в различной степени дискордантны (от –26.8 до +2.0 %) при оценках ²⁰⁶Pb–²³⁸U возраста в диапазоне 533–459 млн лет. 16 зерен с наименьшей степенью дискордантности (в пределах 5 %) дают возраст пересечения на конкордии 508.1±4.4 млн лет. Редкоэлементный состав отдельных выбранных цирконов характеризуется плоским или слабopоложительным уклоном в распределении средних-тяжелых РЗЭ при Yb/Sm_N 1.73–35.50, вариативным содержанием легких РЗЭ (La/Sm_N 0.09–1.35), Ce/Ce* максимумом и слабой до умеренной отрицательной аномалией Eu/Eu* (0.51–0.87). Цирконы демонстрируют содержание Ti в пределах 4.52–99.5 мкг/г, что соответствует диапазону температур кристаллизации в 676–993 и 676–1020 °C в расчете согласно калибровкам [6] и [7] соответственно. Возрастные характеристики цирконов в совокупности с геохими-

ческими особенностями подтверждают, что преимущественный рост/модификация метаморфогенного циркона происходил в обедненном Th и легкими РЗЭ эцлогитовом субстрате, который испытал частичное плавление с растворением монацита, наиболее вероятно, на нижнекоровых уровнях (на уровне гранулитовой/амфиболитовой фации) с последующей регидратацией в процессе дальнейшей эксгумации. Рассчитанные на возраст метаморфизма отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ соответствуют положительным $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ +1.5...+7.8 и преимущественно неопротерозойским модельным возрастам (1.02–0.91 млрд лет). Невзирая на то, что эцлогит К-88-1 имеет высокое отношение Sm/Nd ввиду частичного плавления, что исключает корректный расчет модельного Nd возраста, полученные изотопные характеристики Hf в цирконе близки к модельным валовым характеристикам «необедненных» эцлогитов участка Кумды-Коль.

Циркон, извлеченный из двух эцлогитов Северомуйского комплекса, представлен двумя контрастными по морфологии и структуре популяциями. Для эцлогита Му-93-93 зерна циркона преимущественно менее 150 мкм, призматические, с крайне неоднородной структурой, состоящей из доменов с реликтами осцилляторной зональности (темные в КЛ) и гомогенными зонами (в форме кайм, местами «проникающих» в ядерные части зерен), указывающей на частичную перекристаллизацию. Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ), полученные как для темных ядерных доменов, так и для областей перекристаллизации, характеризуются умеренно положительным наклоном от средних к тяжелым элементам и отсутствием Eu-аномалий. Циркон из эцлогита Му-93-53 представлен более крупными (до 200 мкм) короткопризматическими зернами с преимущественно гомогенной внутренней структурой, указывающей на метаморфогенное происхождение (в результате полной перекристаллизации или роста в процессе метаморфизма). Температура кристаллизации, определенная по содержанию титана, значительно варьируется (от 602 до 784 °C), что, вероятно, связано с совместным опробованием зон рекристаллизации (с соответствующим низким содержанием Ti) и первично-магматических доменов (с исходно более высоким Ti) и сохранением высоких первично-магматических содержаний Ti. Спектры РЗЭ для цирконов из данного образца характеризуются исключительно пологим распределением средних и тяжелых элементов и отсутствием Eu-аномалий, что типично для цирконов, растущего или перекристаллизованного циркона из высокобарических пород. Температуры кристаллизации, определенные по содержанию титана, довольно однообразны и дают среднее значение 614 ± 14 °C [6], что в пределах ошибки согласуется с температурами пикового метаморфизма. LA-ICP-MS U-Pb геохронологические исследования показали в случае первого образца существенную неоднородность возрастных оценок, связанных с потерей Pb в результате метаморфизма (632 ± 6 млн лет), тогда как для второго возрастные оценки крайне однообразны (630 ± 8 млн лет). В обоих случаях средневзвешенные оценки возраста соответствуют предполагаемому пиковому метаморфизму в условиях эцлогитовой фации. Для эцлогита Му-93-93 рассчитанные на возраст метаморфизма величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ находятся в диапазоне +0.2 до +3.5 (N=12), что незначительно больше внутренней воспроизводимости (2SD), при достаточно узком диапазоне модельных возрастов в 1.06–1.19 млрд лет (при модельном Nd возрасте по валу 1.36 млрд лет). Для эцлогита Му-93-53 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ находятся в еще более узком диапазоне – от +3.7 до +5.1 (N=6) при модельном возрасте в 1.02–0.91 млрд лет (при модельном Nd возрасте по валу 1.31 млрд лет).

Таким образом, установлено, что в высокобарических комплексах, сформированных в контрастных тектонических обстановках при существенно различных уровнях погружения континентальной литосферы и масштабах последующего утолщения коры, Zr и Hf остаются преимущественно инертными в процессах прогрессивной дегидратации и могут в различной степени мобилизоваться при частичном плавлении в пиковых метаморфических условиях или при эксгумации. Последнее приводит лишь к частичной мобилизации Hf, выраженной в более заметных вариациях рассчитанных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и в некоторых случаях – более ювенильных характеристиках новообразованных цирконов. В случае частичного плавления формирование новообразованных цирконов может происходить преимущественно из «внутреннего» источника при перекристаллизации или растворении-переотложении фаз – концентраторов Zr. В обоих случаях частично перекристаллизованный и новообразованный метаморфогенный циркон из эцлогитов преимущественно сохраняет модельные изотопные характеристики протолита, которые могут быть использованы для восстановления вещественной эволюции палеосубдукционных комплексов наряду с традиционно используемыми валовыми изотопными характеристиками (Nd-Sr-Pb). Вместе с тем циркон из ультравысокобарических эцлогитов зачастую может характеризоваться полистадийной историей роста и перекристаллизации, отраженной в его редкоэлементных характеристиках и состоянии U-Pb изотопной системы, и, следова-

тельно, прямая интерпретация изотопных характеристик Hf должна проводиться с осторожностью.

Исследования проводятся при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-10038).

- [1] *Kohn M.J., Corrie S.L., Markley C.* The fall and rise of metamorphic zircon // *American Mineralogist*. 2015. V. 100. P. 897–908.
- [2] *Sobolev N.V., Shatsky V.S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*. 1990. V. 343. P. 742–746.
- [3] *Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V.* The timing of the retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Lithos*. 2009. V. 109. P. 274–284.
- [4] *Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Wang K.-L.* Continental subduction during arc-microcontinent collision in the Southern Siberian craton: constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos*. V. 342–343. P. 76–96.
- [5] *Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Ragozin A.L., Wang K.-L.* Ubiquitous post-peak zircon in an eclogite from the Kumdy-Kol, Kokchetav UHP-HP massif (Kazakhstan): significance of exhumation-driven zircon growth and modification in continental-subduction settings // *Island Arc*. 2021. V. 30. P. 1–19.
- [6] *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. 413.
- [7] *Ferry J.M., Watson E.B.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. P. 429–437.



ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ДЕВОНСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb И Lu–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ю.В. Смирнов

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

Северо-восточный фланг Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса, в российской литературе рассматриваемый в качестве Нора-Сухотинского террейна, представляет собой «шовную» зону, возникшую на месте океанического пространства, разделявшего в палеозое Аргунский и Бурей-Цзямусинский супертеррейны [1]. В строении Нора-Сухотинского террейна принимают участие вулканогенно-осадочные комплексы условно позднепротерозойского возраста, которые ассоциируют с телами диабазов и метагабброидов, а также терригенные и терригенно-карбонатные отложения силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста. В публикации приведены результаты изотопных (U–Th–Pb и Lu–Hf) исследований детритовых цирконов из песчаника среднепознедевонского возраста бассейна р. Белой приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна с целью выявления источников сноса исходного материала. Девонские отложения в пределах рассматриваемой территории встречаются в виде мелких изолированных коренных обнажений либо делювиальных обломков.

Среди образцов, отобранных в бассейне р. Белой, преобладают песчаники светло-серого цвета с массивной текстурой и псаммитовой мелко- и крупнозернистой структурой (0.10–0.80 мм, единичные обломки до 1.60 мм) с плохой сортировкой обломочного материала. Обломки представлены преимущественно кварцем (40–50 %), слюдистыми и слюдисто-кварцевыми сланцами (7–10 %). Реже в песчаниках отмечаются чешуйки мусковита и хлоритизированного биотита. В виде единичных включений наблюдается эпидот и обломки вулканических пород. Цемент серицит-кварцевый контактово-порового либо базального типа. Акцессорные минералы: циркон, гранат, апатит, магнетит и гидроксиды железа.

Из мелко- и крупнозернистого песчаника бассейна р. Белой (обр. Z-94) выделено 114 зерен детритовых цирконов. Конкордантными оценками возрастов характеризуются 90 зерен цирконов. Для большей части цирконов (70 зерен) выявлены кембрий-ордовикские значения возраста (448–540 млн лет) с максимумами на кривой относительной вероятности возраста 457 и 505 млн лет. Наиболее молодая популяция цирконов имеет позднеордовикский возраст (451±8 млн лет). Достаточно широко представлены цирконы неопротерозойского возраста (576–941 млн лет, 19 зерен), и лишь для одного зерна получена палеопротерозойская оценка возраста (1836 млн лет).

Изотопные Lu–Hf исследования были проведены для 20 зерен детритовых цирконов. При этом в выборку включены цирконы, характеризующиеся конкордантными значениями возраста. Наиболее молодые раннепалеозойские и неопротерозойские значения Hf-модельного возраста ($t_{\text{Hf(C)}}=0.5\text{--}0.8$ млрд лет) и положительные величины $\varepsilon_{\text{Hf(t)}}$ = +8.0...+14.3 типичны для позднеордовикских цирконов. В кембрийских и неопротерозойских цирконах отмечаются нео- и мезопротерозойские значения Hf-модельного возраста ($t_{\text{Hf(C)}}=0.8\text{--}1.6$ млрд лет) при положительных и слабоотрицательных значениях $\varepsilon_{\text{Hf(t)}}$ = –4.4...+9.1.

Нора-Сухотинский террейн на северо-западе ограничен Мамыньским террейном Аргунского супертеррейна, а на северо-востоке граничит с Буреинским террейном Бурей-Цзямусинского супертеррейна. Согласно существующим представлениям, Нора-Сухотинский террейн сформировался в палеозое в результате закрытия океанического пространства, при этом полярность существовавших в ходе тектонической эволюции этого пояса зон субдукции дискуссионна [2, 3 и др.]. В этой связи можно предполагать, что исследованные песчаники являются фрагментом аккреционного комплекса либо одной, либо другой из упомянутых континентальных структур, а источниками сноса могут являться магматические и метаморфические породы Буреинского [4, 5 и др.] либо Мамыньского террейна [6, 7 и др.]. Более определенным выводам

мешает слабая изученность раннепалеозойского и докембрийского магматизма рассматриваемого региона. Кроме того, источниками сноса ордовикских цирконов могли быть раннепалеозойские островодужные образования, фрагменты которых выявлены в структуре Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса [8–10].

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001 (<https://rscf.ru/project/21-77-10001/>).

- [1] Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. 572 с.
- [2] Hu X.L., Yao S.Z., Tan C.Y. et al. Early Paleozoic geodynamic evolution of the Eastern Central Asian Orogenic Belt: Insights from granitoids in the Xing'an and Songnen blocks // *Geoscience Frontiers*. 2020. V. 11. P. 1975–1992.
- [3] Liu B., Chen J.F., Han B.F. et al. Geochronological and geochemical evidence for a Late Ordovician to Silurian arc-back-arc system in the northern Great Xing'an Range, NE China // *Geoscience Frontiers*. 2021. V. 12. P. 131–145.
- [4] Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kydryashov N.M. Early Paleozoic magmatic events in the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt: Timing and tectonic significance // *Lithos*. 2021. V. 396–397. 106237.
- [5] Yang H., Xu W., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O. et al. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: Petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // *Precambrian Research*. 2020. V. 342, 105676.
- [6] Hu X.L., Yao S.Z., Tan C.Y. et al. Early Paleozoic geodynamic evolution of the Eastern Central Asian Orogenic Belt: Insights from granitoids in the Xing'an and Songnen blocks // *Geoscience Frontiers*. 2020. V. 11. P. 1975–1992.
- [7] Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М. и др. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Тихоокеанская геология*. 2015. Т. 34. № 6. С. 3–15.
- [8] Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // *ДАН*. 2012. Т. 445. № 1. С. 55–60.
- [9] Guo F., Fan W.M., Li C.W. et al. Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: geochronological and geochemical evidence from the Dashizhai basalts, Inner Mongolia // *Science in China D – Earth Sciences*. 2009. V. 52. P. 940–951.
- [10] Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 41. P. 1–30.



РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ЧАСТИ ШИРОКОПАДИНСКОЙ СВИТЫ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ю.В. Смирнов

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

Нора-Сухотинский террейн в российской литературе [1] рассматривается в качестве северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса и сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, с которыми ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, условно относимые к позднему протерозою, а также преимущественно осадочными породами палеозойского возраста [1, 2]. Среди последних в пределах Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна, согласно [3], выделяются верхнесилурийская широкопадинская свита, нижнедевонская большекаменушинская свита, среднедевонские буссевская и гуранская свиты, нижнесреднекаменноугольная богданихинская свита и нижнепермская береинская свита. Эти образования слагают мелкие разрозненные выходы на левом берегу р. Амура. Объектами исследований стали вулканические и вулканогенно-осадочные породы широкопадинской свиты. В нашей коллекции образцов преобладают метаандезибазальты, их туфы и туффиты. Кроме вулканитов в состав свиты включены полимиктовые мелкозернистые песчаники и конгломераты. Возраст свиты принят на основании обнаруженных в песчаниках остатков фауны *Leptostrophia* ex gr. *filosa* (Sow.), *Maoristrophia* ex gr. *carinata* (Bar.), *Stegerhynchella angaciensis* (Tchern.), *Microsphaeridiorhynchus nucula* (Sow.), *M. nucula* var. *tuvaensis* Tchern., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), *Delthyris elevatus* Dalm. [3, 4], которые типичны для позднего силура. В то же время возраст вулканогенной части разреза остается неопределенным. В публикации представлены первые результаты U-Pb геохронологических исследований (LA-ICP-MS) цирконов из кристаллокластического туфа, отобранного в бассейне р. Берея, с целью уточнения их возраста и положения в структуре Нора-Сухотинского террейна.

Из кристаллокластического туфа (обр. Z-89) было выделено 44 зерна цирконов. Конкордантные оценки возраста получены для 42 зерен. Доминирующая часть цирконов имеет неопротерозойский возраст (908–572 млн лет). Пики на кривой относительной вероятности возрастов цирконов соответствуют значениям 593 и 904 млн лет.

Единичные зерна цирконов характеризуются мезопротерозойскими (1448–1037 млн лет), палеопротерозойскими (1994–1697 млн лет) и неоархейскими (2.58–2.57 млрд лет) величинами возраста, которые не образуют статистически значимых популяций. Эти цирконы отчетливо окатаны и, вероятно, относятся к осадочной составляющей туфа.

Наиболее молодые эдиакарские цирконы представлены прозрачными светло-коричневыми зернами дипирамидально-призматической формы, основными элементами огранки являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}. Размер зерен изменяется от 50 до 150 мкм при $K_{удл}=2.0-3.0$. Для внутреннего строения цирконов характерна хорошо выраженная магматическая зональность, величина $Th/U=0.23-0.94$. Для получения корректной оценки возраста из 28 эдиакарских значений были исключены девять зерен, в которых уровень достоверности соответствует 95 %, но при величине $MSWD>1$. Средневзвешенное конкордантное значение возраста для оставшихся 19 определений составило 589 ± 5 млн лет ($MSWD=0.60$, вероятность конкордантности 0.90 %). Тожественное значение возраста получается и при расчете в варианте TuffZirc Age – 590 ± 5 млн лет. Эти результаты в совокупности с особенностями морфологии эдиакарских цирконов, а именно с хорошей сохранностью огранки кристаллов цирконов без следов окатанности, свидетельствуют о том, что полученный возраст, наиболее вероятно, отражает реальный возраст вулканизма и, следовательно, вулканических пород. Таким образом, в настоящее время в составе широкопадинской свиты оказались объединенными разновозрастные образования – осадочные породы с силурийской фауной, с одной стороны, и эдиакарские вулканические породы – с другой.

Нора-Сухотинский террейн представляет собой «шовную» зону, возникшую на месте океанического пространства, разделявшего в палеозое Мамынский и Буреинский террейны [1], а наиболее древние породы океанической коры Нора-Сухотинского террейна характеризуются ордовикским возрастом [5, 6 и др.]. В этой связи исследованные вулканиды древнее их более чем на 100 млн лет, и, следовательно, они не могут относиться к указанному поясу. Рассматриваемые вулканиды расположены на границе Нора-Сухотинского и Мамынского террейнов. По нашему мнению, они представляют собой фрагмент этого террейна, тектонически помещенный в современную структуру Нора-Сухотинского террейна. Это предположение подтверждается присутствием в составе Мамынского террейна близких по возрасту эдиакарских габбро (583 ± 6 млн лет) и кварцевых диоритов (607 ± 8 млн лет) [7], а также гнейсов с магматическими цирконами 601 ± 15 и 546 ± 4 млн лет на сопредельной территории Китая в пределах комплекса Синхуадукую (Xinhuadukou) [8].

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001 (<https://rscf.ru/project/21-77-10001/>).

- [1] Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. 572 с.
- [2] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- [3] Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист М-52 (Благовещенск). Дальневосточная серия. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
- [4] Сорокин А.П. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Лист М-52-I (Устье р. Берея). Амуро-Зейская серия. М.: Аэрогеология, 1975.
- [5] Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // ДАН. 2012. Т. 445. № 1. С. 55–60.
- [6] Wu G., Chen Y.C., Sun F.Y. et al. Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes of the Early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance // Journal of Asian Earth Science. 2015. V. 97. P. 229–250.
- [7] Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М. и др. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 3–15.
- [8] Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z. et al. A > 1300 km late Pan-African metamorphic belt in NE China: new evidence from the Xing'an block and its tectonics // Tectonophysics. 2011. V. 509. P. 280–292.



ФУНДАМЕНТ ПОД НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИМ ПРИСАЯНСКИМ ПРОГИБОМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ю.К. Советов^{1,2}, Н.Б. Родионов^{3,4}, П.И. Кадильников^{1,2},
Н.Ю. Матушкин^{1,2}, 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 Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А.П. Карпинского

⁴ Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет,
Институт наук о Земле

Получены новые геохронологические данные по ксеногенному циркону из долеритового силла нерсинского комплекса в нижней части чехла Присяянского прогиба. Субвертикальная направленность процесса доставки ксеногенного циркона рассматривается как своеобразный «лифт» через земную кору, несущий информацию о всех ее «слоях». Возраст ксеногенного циркона для геоисторических реконструкций методологически идентичен возрасту детритового циркона.

Чехол неопротерозойского Присяянского прогиба в предгорьях хребта Восточный Саян сложен, по результатам регионального картирования, двумя осадочными сериями: карагасской и оселковой [1, 2]. Твердо установлено, что нижняя часть регионального чехла всегда представлена карагасской серией, резко несогласно налегающей на фундамент из архейских и палеопротерозойских метаморфических и магматических пород Бирюсинского блока (террейна) и Урикско-Ийского грабена (террейна) [2]. В докладе не обсуждается проблема разной геодинамической природы осадочных бассейнов [3–5], проблематичных по возрасту и происхождению ердейской и курятской свит, обнаруженных в локальных грабенах [2], и использовано традиционное название прогиба, принятое при картировании.

На геологическое соотношение нерсинского базитового комплекса и карагасской серии высказаны две точки зрения: 1) дайки и силлы интродировали в карагасскую серию и марнинскую свиту вышележащей оселковой серии [2], 2) интрузии базитовой магмы находятся во всех подразделениях карагасской серии, а в базальной части оселковой серии – марнинской свите – найдены только обломки долеритов, переотложенных криогенскими ледниковыми процессами [6–8].

Базитовый силл мощностью ~20 м находится в нижней части ипситской свиты карагасской серии на правом берегу р. Бирюса в урочище Кедровом. Это одно из четырех интрузивных тел нерсинского базитового комплекса в ипситской свите, установленных в петротипической местности. Опробованный силл залегает полого относительно слоистости ипситской свиты и по структуре изменяется от полнокристаллической долеритовой в центральной части до амигдалоидной (пузыристой) тонкокристаллической на контактах с песчаниками ипситской свиты. Под микроскопом хорошо раскристаллизованная часть сложена лейстами ожелезненного и глинизированного плагиоклаза, тогда как темноцветные минералы замещены хлоритом. Хлорит и разнокристаллический кварц выполняют миндалины овальной или лапчатой формы от долей миллиметра до нескольких сантиметров, которые находятся вблизи верхнего контакта силла. Субщелочной долерит нижней и центральной части силла (SiO_2 до 49.67 мас. %) характеризуется преобладанием K_2O (до 5.62 мас. %) над Na_2O (до 0.14 мас. %), т.е. относится к трахибазальтам и шошонитовой магматической серии. В «пузыристом» долерите верхней части силла (SiO_2 до 49.50 мас. %) установлено преобладание Na_2O (до 3.38 мас. %) над K_2O (до 0.57 мас. %), т.е. состав базальта, что позволяет отнести эту его часть к толеитовой магматической серии. Разные по кристаллической структуре и химическому составу части силла различаются также по геохимическим параметрам.

Силл содержит зерна цирконов, U-Pb геохронологический анализ которых выполнен на микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Все зерна цирконов отнесены к ксеногенным, поскольку проба не содержит представителей криогенской возрастной группы, которые обсуждаются как комагматические [7]. Цирконы по возрасту образуют несколько групп: (1) неоархейский (1 зерно) ~2650 млн лет и палеопротерозойский (1 зерно) ~2400 млн лет, (2) кластер 1920–2100 млн лет, палеопротерозойский-I (конкордантный возраст 2006 ± 12 млн лет), (3) кластер 1820–1900 млн лет, палеопротерозойский-II (конкордантный возраст 1871 ± 13 млн лет), (4) кластер неопротерозойский ~700–900 млн лет (конкордантный возраст 784 ± 8.2 млн лет). Палеопротерозойские-I зерна, короткопризматические, секторно-зональные с очень тонкой нерегулярной регенерационной оторочкой, анализировались в центральной части. Палеопротерозойские-II зерна, короткопризматические с осцилляторной зональностью анализировались в центральной части, и одно зерно – на границе ядра и регенерационной оболочки. Неопротерозойские зерна, короткопризматические с хорошо выраженными гранями тетрапирамиды и призмы с осцилляторной зональностью, анализировались в центральной части. Большой разброс значений возраста циркона привел авторов к убеждению, что зерна «захвачены» из пород, через которые прорвалась базитовая магма, и могут быть индикаторами возраста гранитоидных магматических серий фундамента.

Палеопротерозойский кластер-I (2006 ± 8.2 млн лет) соответствует возрасту раннего регионального события – росту континентальной коры из мантийного источника и образованию Сибирского кратона [9] и прогнозирует поиск этого недостающего магматического события в Присяянском выступе фундамента [10]. Значения возраста циркона из палеопротерозойского кластера-II (1871 ± 13 млн лет) близки возрасту интрузий и вулканитов Саяно-Бирюсинского вулканоплутонической ассоциации (пояса) и коррелируемых с ним гранитоидов и вулканических серий, распространенных по южной и юго-западной периферии Сибирского кратона [11, 12]. Циркон неопротерозойского кластера (784 ± 8.2 млн лет) ранее не был известен в Бирюсинском выступе фундамента и явно древнее кластеров возраста сингенетичной ассоциации циркона в нерсинском базитовом комплексе, коррелируемых с ним базитовых дайках и силлах в выступах фундамента в Юго-Западном Присяянье [7, 8] и Мальханского гранитного массива в Бирюсинском блоке (глыбе) [13]. Кластер зерен неопротерозойского циркона представляет первые доказательства начала формирования карагасской серии и пассивной окраины Сибирского кратона не старше даты его кристаллизации, в интервале 784–718 млн лет, т.е. в позднем тонии – раннем криогении, что согласуется с предположением о ледниковом происхождении отложенных базальной пачки карагасской серии [14].

Геохронологические данные по ксеногенному циркону доказывают также, что палеопротерозойская геодинамическая история Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы была событийно идентичной палеопротерозойской геодинамической истории становления коры и амальгамации Сибирского кратона в целом и включала две главные эпохи гранитообразования [9, 10, 15]. Эти события зафиксированы также обилием одновозрастного с этими событиями детритового циркона, принесенного в ипситскую свиту из центральных районов кратона [8].

- [1] Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
- [2] Галимова Т.Ф., Паикова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андрющенко С.В., Денисенко Е.П., Пермяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашикова А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с. + 14 вкл.
- [3] Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. Sedimentary basins in the southwestern Siberian Craton: Late Neoproterozoic – Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper. 2007. V. 423. P. 549–578.
- [4] Советов Ю.К., Благовидов В.В. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 159–210.
- [5] 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. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45.
- [6] Sovetov J.K. Late Neoproterozoic (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan range, south-western Siberian Craton // The geological record of Neoproterozoic glaciations. IGCP 512. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 317–329.

- [7] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precambrian Research*. 2006. V. 147. P. 260–278.
- [8] Romanov M., Sovetov J.K., Vernikovskiy V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I. Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // *International Geology Review*. 2020. V. 63. P. 1658–1681. doi:10.1080/00206814.2020.1790044.
- [9] Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // *Геотектоника*. 2008. № 1. С. 12–26.
- [10] Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 38 с.
- [11] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028–1043.
- [12] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Львов П.А., Демонтерова Е.И., Мотова З.Л. Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс (южная часть Сибирского кратона): возраст и петрогенезис // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60. № 1. С. 18–40.
- [13] Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В. Первые данные о проявлении неопротерозойского гранитоидного магматизма в Присяянском краевом поднятии Сибирского кратона // *ДАН*. 2013. Т. 449. № 3. С. 328–333.
- [14] Советов Ю.К., Меновицкова О.Н., Казак А.К., Соловецкая Л.В. Структурные параметры и происхождение базальных конгломератов карагасской серии криогения Присянья // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 224–226.
- [15] Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // *Геотектоника*. 2003. № 3. С. 3–21.



МИНЕРАЛОГИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗ. ХИКУШКА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ОТКЛИК НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ГОЛОЦЕНЕ – ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

П.А. Солотчин¹, Э.П. Солотчина¹, Е.В. Безрукова², А.А. Щетников^{2,3}

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, paul@igm.nsc.ru

² Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, bezrukova@igc.irk.ru

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, shch@crust.irk.ru

Перспективными объектами для изучения озерного седиментогенеза и его связи с природно-климатическими обстановками являются донные отложения малых озер, поскольку они менее инертны в сравнении с крупными водоемами и отчетливо реагируют на коротко-периодические флуктуации окружающей среды. Представлены результаты комплексного исследования позднеплейстоцен-голоценовых отложений высокогорного озера Хикушка, расположенного в верховьях пади Хи-Гол, являющейся частью Жом-Болокского вулканического района (Восточный Саян). Озеро каровое, пресноводное, площадь водной поверхности составляет 0.3 км², глубина более 40 м [1]. Котловина озера обрамлена крутыми скалистыми склонами, от пади Хи-Гол и фронта лавового поля ее отделяет узкий ригель. К настоящему времени в Жом-Болокском районе выделено четыре этапа активизации вулканизма, самый ранний из которых начался на рубеже плейстоцена и голоцена, а последний завершился около 1000 л.н. [2].

Керн донных отложений 124 см отобран в центре оз. Хикушка с глубины 32 м. По данным AMS¹⁴C датирования возраст осадков, приведенный к калиброванным значениям, составляет ~13800 лет. Осадочный разрез имеет двучленное строение. В интервале 88–124 см залегают однородные алевроитоглинистые отложения, выше по разрезу (0–88 см) глинистые алевроиты, насыщенные диатомеями (биогеенно-терригенные илы). Граница между алевроитистыми глинами и биогеенно-терригенными илами на уровне 88 см соответствует переходу от плейстоцена к голоцену. На начальном этапе образования озера скорости седиментации были достаточно высоки (19–20 см/тыс. лет), источниками вещества служили склоны озерной котловины и тающий ледник. В голоцене, в связи с исчезновением ледника и отсутствием постоянного притока в виде рек и ручьев, скорость осадконакопления падает (на глубине 15–0 см до 5.6 см/тыс. лет). Преобладающим типом водного питания озера становится атмосферное. Водоем уменьшается, крупность осадков в точке бурения возрастает, вероятно, из-за приближения к ней береговой линии.

Впервые выполнены детальные минералогические исследования отложений оз. Хикушка. Методы исследований: рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, лазерная гранулометрия, сканирующая электронная микроскопия, рентгенофлуоресцентный анализ. По результатам XRD анализа на протяжении всего разреза в осадках оз. Хикушка присутствуют полевые шпаты, кварц, слоистые силикаты и амфибол. Состав пород Жом-Болокского вулканического поля и близкорасположенных конусов вулканов Кропоткина и Перетолчина идентичен: в них присутствуют плагиоклаз, клинопироксен (авгит), оливин, отмечаются следы слюды и гематита. Результаты XRD анализа полностью подтверждаются данными ИК и электронной спектроскопии.

Состав и кристаллическая структура слоистых силикатов, представленных в основном глинистыми минералами, активно реагируют на изменения природно-климатических условий. Методом математического моделирования сложных XRD-профилей слоистых силикатов [3] были выявлены их ассоциации, количественные соотношения и структурные характеристики. Съемка насыщенных этиленгликолем образцов проводилась на дифрактометре ARL X'TRA (излучение Cu K_α) в интервале от 2 до 35° (2Θ), с шагом 0.05°, временем сканирования в точке 15 с. Линии присутствующих в образце неслоистых минералов описывались функцией Пирсона VII. Установлено, что ассоциация слоистых силикатов в многокомпонентных осадках оз. Хикушка неизменна на всем протяжении разреза и представлена хлоритом, иллитом, иллит-смек-

титом, хлорит-сметитом, мусковитом, вермикулитом и каолинитом, однако соотношения минералов существенно меняются от плейстоцена к голоцену.

Помимо отложений ледника и пород водосборного бассейна потенциальным источником вещества в озерных осадках могли служить продукты извержений. Однако отдельных прослоев тефры в донных отложениях оз. Хикушка нами не обнаружено. Этот факт может объясняться рядом причин. Во-первых, господствующие ветры не способствовали переносу значительного количества пепла в направлении озера; во-вторых, сами извержения могли быть слабоэксплозивными. В-третьих, тот пирокластический материал, который все же попадал в осадок, мог в результате вторичных преобразований замещаться глинистыми минералами. Вместе с тем в некоторых горизонтах были обнаружены шестоватые агрегаты пироксена в сростании с оливином, а также выделения бариевого биотита, являющегося специфическим минералом калиевых изверженных горных пород. Таким образом, несмотря на близкое расположение вулканических конусов и многостадийность позднечетвертичных извержений в Жом-Болокском районе, в осадках озера обнаружены лишь косвенные признаки присутствия пирокластического материала.

На основании проведенных комплексных исследований выделено пять стадий эволюции бассейна высокогорного оз. Хикушка, различающихся между собой по количеству и соотношению глинистых минералов, их кристаллохимическим особенностям, содержанию биогенного кремнезема и гранулометрическому составу осадков. Установлено, что климатический фактор оказал основное влияние на позднеплейстоцен-голоценовое осадконакопление в озере. Климат контролировал такие процессы, как деятельность ледников, выветривание и перенос осадочного материала с территории водосбора, колебания уровня воды в озере, биопродуктивность озерной системы. Позднечетвертичный вулканизм, несмотря на близкое расположение очагов его проявления, играл второстепенную роль в процессах озерной седиментации.

Основные исследования выполнены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования СО РАН» ИГМ СО РАН. Работа выполнена по государственным заданиям ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН, а также при поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00219, № 19-05-00328, № 20-05-00247, РФФИ-Лондонское королевское общество № 21-55-10001) и РНФ (проект № 19-17-00216).

- [1] Щетников А.А., Безрукова Е.В., Филинов И.А., Иванов Е.В., Кербер Е.В. Озерный морфолитогенез в долине вулканов (Восточный Саян) // География и природные ресурсы. 2016. № 3. С. 33–38.
- [2] Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59.
- [3] Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: «Гео», 2009. 234 с.



ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЙ РАЗРЕЗ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИТИМ: КОРРЕЛЯЦИЯ, ВОЗРАСТНОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

А.М. Станевич

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

Площадь Усть-Уряхского участка (правый берег р. Витим напротив рек Нижний Орлов, Каралон) располагается на меридиональном стыке двух листов геологической карты масштаба 1:200000 (Э.Н. Григоров и др.) и площадей крупномасштабного картирования Каралонской и Уряхской партий. Принятые при работах 60–70-х гг. XX столетия стратиграфические схемы увязываются по реперу терригенно-карбонатной толщи сюльбанской серии (?). Она была выделена Г.А. Кондратьевым и Г.К. Еникеевым в 1965 г. на р. Сюльбан хребта Кодар и сопоставлялась с удоканской серией хребта Удокан, разрез которой считается опорным для нижнего протерозоя Сибири. В тексте отчета Уряхской партии оговаривается, что «... сюльбанская серия р. Витим выходит в тектоническом блоке и со стратотипом сюльбанской серии не соприкасается...», поэтому логичнее всего выделять чаянгрскую толщу, на типовой разрез которой трассируются слои приводимого разреза [6]. Аналогичная ситуация имеет место и с келянской толщей, породы которой описаны юго-западнее р. Нижний Орлов и распространены в бассейне р. Каралон. Разрезы на реках Келяне, Бол. Якорь и др., где также выделяется келянская толща (подсерия), по составу слоев, метаморфизму и по удаленности не могут быть скоррелированы с метаэффузивами бассейна р. Каралон [3, 8], поэтому вслед за другими исследователями [4, 5] и в соответствии со стратиграфическим кодексом [12] здесь употребляется наименование стратоподразделения «каралонская толща».

Высокометаморфизованные породы тунгус-дабанской свиты вскрываются напротив и ниже устья р. Данная. В интервале разреза напротив устья рек Уряхов в скальных обнажениях наблюдаются в разной степени дислоцированные слои даннинской, усть-уряхской, уряхской и орловской свит. Фациальные особенности крупных пачек, несмотря на метаморфизм, узнаются довольно уверенно, что позволило приблизительно восстановить характер складчатости и определить нормальное залегание толщи. Проведенные нами наблюдения дали возможность сделать независимый, но согласующийся с предыдущими работами (Б.И. Дорожков и др.) вывод о моноклинальном наращивании толщи к юго-западу, до контакта с каралонской толщей.

Несмотря на общий вывод о наращивании слоев толщи к юго-западу, наша интерпретация структуры разреза уряхской и усть-уряхской свит отличается от таковой предшественников. Различие в трактовке строения разреза обусловило и частичное различие мощностей интерпретируемой нормальной последовательности отложений свит по геолого-съемочным работам и нашим наблюдениям (соответственно в м): даннинской – 780–700, уряхской – 1680 и 1110, усть-уряхской – 615 и 240, орловской – 205 и 200.

Несмотря на значительный метаморфизм, состав метаосадочных пород даннинской свиты позволяет представить условия седиментации ее образований. Нижняя часть толщи свиты включает существенно песчаные и алевритовые отложения. Породы верхней части свиты демонстрируют увеличивающуюся роль известкового осадка и начало режима флишоидного накопления с уменьшающимся значением привноса обломочного материала алевропесчаной размерности.

Исходные породы уряхской свиты, где выделено девять пачек, скорее всего, представляли собой глинисто-углеродистый, глинисто-кремнисто-карбонатный осадок. В основном по присутствию серицита и микрокристаллическим структурам определяется зеленосланцевая ступень метаморфических преобразований указанных пород. Из темных, плотных алевросланцев уряхской свиты в пяти пробах обнаружены реликты просто устроенных форм микрофоссилий рода *Protosphaeridium*. Скорее всего, они отражают биоценоз придонных сапрофитных бактерий, посмертные формы которых могут сохраняться до условий зеленосланцевой фации [10].

Условия седиментации усть-уряхской свиты, где выделено четыре пачки, характеризуются устойчивым и спокойным режимом карбонатакопления, практически без привноса обломочного материала. Стабильность отложений предполагает выдержанность слоев на большой площади. Состав и взаимоотношения слоев орловской свиты фиксируют начало нового этапа осадконакопления. Резкое начало поступления обломочного материала, существенное снижение карбонатной составляющей определяют усиление тектонической активности территории. В прибрежных фациях этого уровня возможно ожидать более контрастных взаимоотношений между аналогами усть-уряхской и орловской свит.

Каралонская (келянская) толща как верхняя подсерия муйской серии выделена в 1954 г. [6]. Впоследствии к келянской толще (подсерии) были отнесены многие, как сейчас выясняется, разновозрастные образования [11]. Наши наблюдения в разрезе р. Нижний Орлов позволяют говорить о резком вещественном различии пород орловской свиты и каралонской толщи. Указанный (В.В. Левицкий и др., 1985) состав обломочного материала конгломератов в зоне контакта (вулканиты кислого и среднего составов, граниты) свидетельствует, скорее всего, об их формационной принадлежности к каралонской толще, а не к зрелым терригенно-карбонатным отложениям орловской свиты. Таким образом, приведенные данные и соображения свидетельствуют более в пользу того, что дислоцированная, но нормально наращающаяся к юго-западу карбонатно-терригенная чаянгрская толща является более древним образованием, чем метавулканиты каралонской толщи.

Из характеристики отложений чаянгрской толщи видно, что отложения даннинской, уряхской и усть-уряхской свит слагают крупную трансгрессивную последовательность с устойчивым режимом относительно глубоководного накопления отложений. Стабильность условий седиментации обуславливает и выдержанность общего состава этих свит по площади. Очень схожее трансгрессивное строение имеют разрезы баллаганахского регионального горизонта в Бодайбинской и Патомской зонах БПСО. Они отражают эволюцию пассивной рифтогенной окраины Сибирского кратона [1, 4, 9]. Их подстилают метавулканиты преимущественно основного состава медвежевского горизонта, а перекрывают контрастные фации дальнотайгинского и жуинского горизонтов, характеризующих развитие островодужной системы. Результатами разных исследований (см. обзор [7]) доказано отношение последних к вендской системе, причем по всем внешним зонам БПСО это было сделано на основе цирконометрии, которая показала, что начиная с дальнотайгинского горизонта в отложениях появляются детритовые цирконы, имеющие вендский возраст. Здесь стоит отметить и значение биостратиграфической компоненты. Еще в 80-е годы в верхней части дальнотайгинского горизонта из уринской свиты была известна микробиота акритарх, характерная для верхов эдиакария [2, 13].

Эффузивы каралонской толщи подчеркивают наступление нового тектонического этапа, определяющего возникновение островодужных событий и начало седиментации в условиях задугового бассейна. Формирование каралонских событий является более древней историей, чем образование падринской серии, расположенной южнее, сразу за последней. Из падринской серии получены корректные цифры, показывающие вендский возраст (590 млн лет [5]).

Выбранный вариант корреляции сводится к тому, что падринская серия соответствует присаянскому горизонту и относится к верхнему венду. Каралонская толща, вероятнее всего, соотносится с дальнотайгинским горизонтом, ее возраст дискуссионен – верхний рифей – венд. Судя по сопоставлению с разрезами внешних зон, чаянгрская толща сопоставляется с баллаганахской серией верхнего рифея, а ее нижние слои, судя по составу, могут соответствовать медвежевому горизонту.

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Петрологические индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона, предшествующие раскрытию Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.
- [2] Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.
- [3] Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 152–168.
- [4] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

- [5] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Вендский (590±5) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 517–519.
- [6] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. Т. I–II. 511 с.
- [7] Станевич А.М., Вахромеев А.Г. Стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкальской складчатой области. Справочник. Иркутск: Изд-во ИРНТУ, 2018. 46 с.
- [8] Станевич А.М., Железняков В.А. Открытие микробиоты акритарх в келянской толще Среднего Витима // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 135–146.
- [9] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- [10] 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.
- [11] Станевич А.М., Переляев В.И. К стратиграфии позднего докембрия Средневитимской горной страны (Делюн-Уранский хребет) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1642–1652.
- [12] Стратиграфический кодекс (Межвед. стратигр. ком.). Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- [13] Файзуллин М.Ш. Новые данные о микрофоссилиях байкалия Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 328–337.



ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И НАФТОГЕНЕЗ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.М. Станевич, А.Г. Вахромеев, А.В. Поспеев, А.М. Мазукабзов

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

Сибирская платформа ограничивается с юга Байкало-Патомской складчатой областью (БПСО). Основной проблемой является погоризонтная корреляция разрезов этих двух территорий. Непосредственно с ней связаны и вопросы возрастного положения отложений БПСО. Долгое время они относились к разным фитемам рифея, начиная с нижнего. Радиохронологические и микрофитологические данные последних лет позволили кардинально изменить представления о возрастном положении этих толщ и отнести их большую часть к верхнему рифею и венду [6, 7].

Значительная часть запасов нефти и газа платформы расположена в венд-кембрийских отложениях, которые в силу своего состава и небольшой мощности вряд ли могли быть нефтематеринскими. Предположение о миграции нефти с юга, с территории БПСО, долгое время не могло быть принято ввиду мнения о древнем, рифейском или даже нижнепротерозойском возрасте Бодайбинского района [9]. Результаты геохимических и микрофитологических исследований, а также хемотратиграфические и изотопные данные (обзор [6]) позволяют представить геодинамическую эволюцию территории во второй половине неопротерозоя. Весь разрез БПСО отражает три основных этапа развития региона: медвежевско-баллаганакский, дальнетайгинско-жуинский и присаянский [3, 6–8]. На медвежевско-баллаганакском этапе осадконакопление определялось обстановками рифтогенного бассейна в период 800–680 млн лет [2, 3, 7, 8]. Выше выделяются два мощных трансгрессивных цикла.

Период в 600–570 млн лет (дальнетайгинский горизонт) определяется заложением и эволюцией островной дуги и задугового бассейна. Формирование базальных слоев горизонта происходило 600–580 млн лет назад, а свидетельства гляциальных событий коррелируются с глобальным оледенением [1]. Характерны островодужный (андезитовый) вулканизм и излияния базальтов спрединга задугового бассейна (Байкало-Муйский район, расположенный южнее). Их влияние устанавливается в осадках Бодайбинского и Патомского районов [3, 7, 8]. Период в 570–560 млн лет (жуинский горизонт) характеризуется образованием бассейна форландового типа, который сменился (с 560 млн лет) системой прогибов орогенного этапа (присаянский горизонт) [3, 7, 8].

Все более возрастающий интерес представляют поиски УВ в зоне сочленения БПСО и Сибирской платформы [5]. В пределах краевых прогибов БПСО широко развиты органогенные постройки в толщах венда и кембрия – возможных коллекторов для УВ. Близость карбонатов венда к нефтематеринским толщам рифея – венда делает их предпочтительными объектами для поисков нефти. Весьма перспективными выглядят участки фациального замещения терригенных толщ карбонатными.

В сотнях местонахождений всех зон БПСО изучены многочисленные микрофоссилии (М) [8]. Они отнесены к разным группам бактерий и водорослей [3, 4, 8]. Формы интерпретируются как хемолитотрофные бактерии (размером 1–15 мкм). Они [4, 8] образуют скопления, слои и часто являются пороодообразующими (до 25 % от площади шлифов). Видимо, эти бентосные бактериальные массы в жуинском горизонте Прибайкальского и Бодайбинского районов могли стать основой для образования миграционных скоплений УВ.

Этап трансформации задугового бассейна в режим форландового является наиболее важным для начала накопления УВ. Этот переход характеризуется увеличением биопродуктивности осадков, что фиксируется увеличением значений биофильных элементов, существенным возрастанием таксономического разнообразия органических остатков и резким возрастанием значений C_{org} [4, 8]. Наибольшая масса М, которая приурочена к глубоководному шельфу, склону и впадине бассейна, относится к хемолитотрофным бактериям. Они формировали ги-

гантскую биомассу в стагнационных условиях котловин бассейна. В присаянское время давление южных плит на край Сибирского кратона, видимо, обусловило начало перераспределения УВ на север. Позже толщи присаянского времени были перекрыты мощными отложениями кембрия и ордовика. Этот период регионального метаморфизма, скорее всего, можно считать временем основного формирования нефтяных залежей. Видимо, в период коллизии и после нее (ордовик, силур) УВ отжималось по коллекторам на север и концентрировалось в пористых породах венда – кембрия.

- [1] *Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М.* Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири // ДАН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782–787.
- [2] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др.* Эволюция южной части Сибирского кратона в неопротерозое: петрология и геохронология магматических комплексов, возможная взаимосвязь с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана // Проблемы тектоники Центральной Азии / Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2005. С. 127–136.
- [3] *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.
- [4] *Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А. и др.* Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.
- [5] *Поспеев А.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Вахромеев А.Г.* Южное Прибайкалье – полигон для изучения нефтегазоносности краевых прогибов юга Сибирской платформы // География и природные ресурсы. 2016. Спецвыпуск № 6. С. 22–27.
- [6] *Станевич А.М., Вахромеев А.Г.* Стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкальской складчатой области. Справочник. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ, 2018. 46 с.
- [7] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- [8] *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.
- [9] *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.



ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ЧЕНКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ (ВТОРАЯ ГРЯДА КРЫМСКИХ ГОР) – ВКЛАД В СТРАТИГРАФИЮ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА

А.В. Страшко¹, Т.В. Романюк², Н.Б. Кузнецов^{1,3}, А.М. Никишин⁴, А.А. Колесникова¹,
Д.В. Московский⁴, А.С. Новикова¹, А.С. Дубенский^{1,4}, В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹

¹ Москва, Геологический институт РАН, hahastrashko@yandex.ru

² Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

⁴ Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

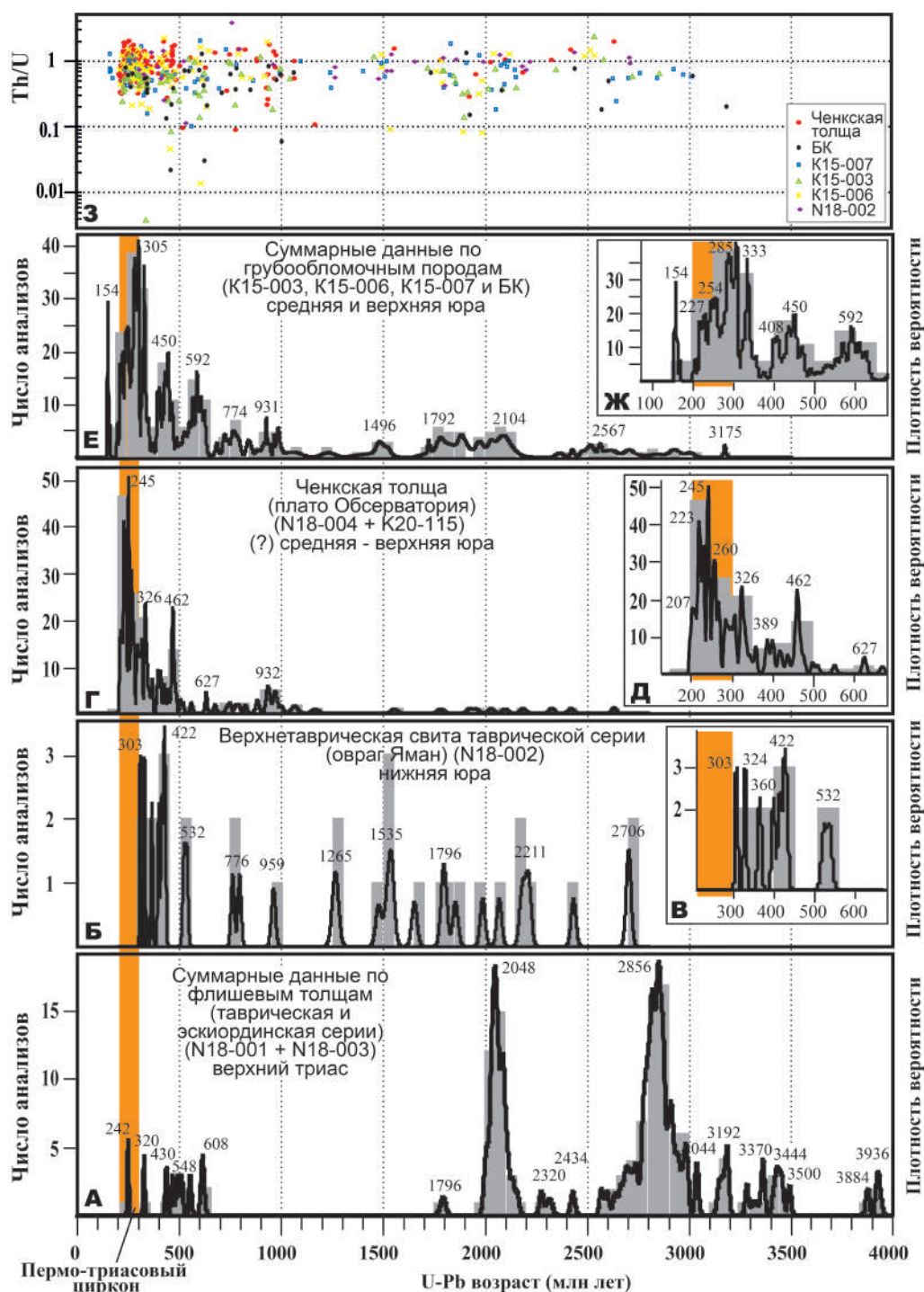
Песчаники некоторых стратиграфических единиц киммерийского комплекса (киммерид) Горного Крыма (ГК) уже охарактеризованы данными изучения зерен детритового циркона (dZr) [3, 4, 6, 9]. Сравнение возрастных наборов dZr из песчаников разного возраста и литологического облика, участвующих в строении киммерид ГК, демонстрирует их заметное различие. Анализ показал, что в позднем триасе в седиментационных потоках доминировали продукты эрозии комплексов фундамента ВЕП (архейские палеопротерозойские dZr), а в ранней юре – продукты эрозии кадомид. В средней юре детрит имел в основном и местное (региональное) происхождение, а в средней – поздней юре появился новый источник сноса, поставлявший dZr пермско-триасового возраста.

Во второй гряде Крымских гор среди полей развития верхнетриасово-среднеюрских образований, слагающих здесь киммерийский комплекс, выделяют ченкскую толщу [5, 7, 8]. Ее стратотипическая местность – средние части южных склонов плато Обсерватория, на котором стоит пос. Научный. Здесь ченкская толща обнажена фрагментарно и сложена в основном песчаниками, слои которых моноклинально падают на север-северо-восток под углом 30–50°. Мощность ченкской толщи 200–350 м [7]. Выше и ниже по склону обнажен аргиллитовый флиш со схожим залеганием. Характер контактов ченкской толщи с флишем надежно не установлен. Это одна из причин того, что о стратиграфической и структурной позиции ченкской толщи существует большое количество противоречивых мнений. Флишевая толща, структурно подстилающая ченкскую толщу, охарактеризована находкой плинсбахских (нижняя юра) криноидей [1], а флишевая толща, залегающая структурно выше ченкских песчаников, палеонтологически не охарактеризована, но также отнесена к нижней юре (к верхнетаврической свите). Сама же ченкская толща в стратотипической местности фактически палеонтологически не имеет. Единственная макропалеонтологическая находка здесь – отпечаток листа *Cladophlebis*, позволяющий лишь отнести ченкскую толщу к мезозою [2]. Кроме того, в породах толщи известны палинологические сборы [8], возрастная интерпретация которых неоднозначна.

Мы представляем первые результаты U-Pb изотопного датирования зерен dZr из двух проб (N18-004 и K20-114) ченкских песчаников, отобранных на юго-западном склоне плато Обсерватория. U-Pb-изотопные анализы dZr (LA-ISP-MS) выполнены в ЛАХИ ЦКП ГИН РАН. Методика пробоподготовки, выделения зерен dZr и подготовки их для изотопного анализа, а также описание аналитической аппаратуры, технологии измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [4].

Полученные наборы возрастов dZr из проб N18-004 и K20-114 схожи (KS-тест показал $P=0.247$ при вероятности 95 %). Это позволило нам объединить возвратные наборы dZr по обеим пробам в единый интегральный набор, включающий 158 кондиционных датировок (26 – из пробы N18-004 и 133 – из пробы K20-114) (рисунок, Г).

Сопоставление этого набора (рисунок, Г, Д) с наборами возрастов dZr из песчаников верхнетриасового и нижнеюрского флиша (рисунок, А, Б, В) показывает, что они кардинально различны. Напротив, ченкские песчаники по характеру распределения возрастов dZr имеют сильное сходство с песчанистыми породами из средневерхнеюрских грубообломочных толщ ГК, т. е. по возрастному набору dZr ченкскую толщу можно рассматривать либо как обособлен-



Гистограммы и КРВ U-Pb датировок (А–Ж) и график «Th/U vs возраст» (3) изученных dZr из песчаников: А – верхнетриасовых флишевых толщ [4]; Б – нижнеюрского флиша [3]; Г – ченкской толщи; Е – средневерхнеюрских грубообломочных толщ [9]. В виде врезок (В, Д и Ж) показаны увеличенные фрагменты графиков (Б, Г и Е соответственно) для интервалов 200–600 млн лет.

ную самую верхнюю часть нижнеюрской верхнетаврической свиты, либо как самостоятельное подразделение, надстраивающее верхнетаврическую свиту. Наши данные в целом поддерживают и дополняют новыми деталями интерпретацию стратиграфической позиции ченкской толщи, впервые предложенную в [9].

Исследования соответствуют темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН; полевые работы проведены при поддержке РФФИ: отбор проб из таврической и эскиординской серий, а также пробы N18-004 (проект № 18-05-00495), отбор пробы K20-114 (проект № 19-05-00284); изотопные анализы и их обработка выполнены в рамках мегагранта МОН РФ №075-15-2019-1883 «Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов».

- [1] Кликушин В.Г. О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1988. Т. 63. № 6. С. 71–79.
- [2] Королев В.А. Первая находка ископаемого растения в отложениях таврической серии (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 1983. № 2. С. 81–82.
- [3] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Никишин А.М. и др. Источники сноса верхнетриасовых – юрских толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022 (в печати).
- [4] Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–32.
- [5] Панов Д.И. Ченкская свита (нижняя юра) Юго-Западного Крыма: проблемы стратиграфического положения и возраста // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2015. Т. 90. № 4. С. 31–41.
- [6] Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473.
- [7] Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В. и др. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2014. № 6. С. 40–48.
- [8] Тевелев Арк.В., Коварская В.Е., Татаринова Д.С. Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2012. № 2. С. 14–24.
- [9] Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // International Journal of Earth Sciences. 2019. V. 108. № 7. P. 2407–2428.



НОВЫЙ ГИПОСТРАТОТИП ЧЕРНОКАМЕНСКОЙ СВИТЫ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

А.О. Сысоева¹, В.Д. Десяткин^{1,2}, В.А. Терехова^{1,2}, А.А. Римский^{1,2}, А.В. Колесников¹,
Н.Б. Кузнецов¹, А.В. Шацillo³, И.В. Латышева^{1,2}, Т.В. Романюк³

¹ Москва, Геологический институт РАН, sysoeva@ginras.ru

² Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,

³ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Чернокаменная свита впервые была выделена в составе сыльвицкой серии на территории западного склона Среднего Урала Б.Д. Аблизиним с соавторами в 1967 г. В качестве стратотипа свиты был выбран разрез по правому берегу р. Сыльвица (район урочища Черный Камень) [1]. В 2009 г. Д.В. Гражданкиным с соавторами предложен гипостратотип чернокаменной свиты: совокупность стратотипов выделенных вдоль береговых линий р. Чусовой и ее притоков подсит: вилухинской, шурышской, черемуховской, синекаменной, коноваловской, крутихинской и кобылоостровской [2].

В 2020–2021 гг. нами были проведены полевые работы в районе Широковского водохранилища (бассейн р. Косьва), по результатам которых удалось установить, что обнаженные в данном месте выходы чернокаменной свиты в совокупности являются наиболее полными с точки зрения мощности и литолого-фациального состава. Породы, слагающие коренные выходы, практически незадернованные и нераскливажированы. В разрезе чернокаменной свиты удалось выявить несколько уровней с вулканическими туфами, а также обнаружить многочисленные и разнообразные формы ископаемых макроорганизмов, ранее не известных из типовой местности. Новый палеонтологический материал отличается хорошей степенью сохранности, близкой к беломорскому типу, и включает в себя представителей групп рангеоморф, псаммокоралл (чуариеморфид), палеопасцихрид, арумбериеморф, дикинсониеморф, органов прикрепления (арбореоморф), фрндоморф, микробиальных колоний и следов жизнедеятельности (ихнофоссилий).

Группа Rangeomorpha представлена остатками фрагментов перьевидных отпечатков с фрактальным строением, напоминающим род *Charnia*. Стоит отметить, что рангеоморфы на территории ВЕП ранее были описаны только с района юго-восточной части Белого моря. Остатки организмов группы палеопасцихрид представлены всеми видами рода *Palaeopascichnus*, сохранившимися в виде многочисленных и разнообразных по форме цепочковидных агглютинированных объемных и углефицированных серий камер. Псаммокораллы (чуариеморфиды) представлены коллапсированными отпечатками и слепками форм, похожих на представителей рода *Beltanelloides* и *Nemiana*. Экземпляры групп Frondomorpha и органов прикрепления (Arbogeomorpha) представлены перьевидными отпечатками и многочисленными дисковидными прикрепительными органами рода *Aspidella* и *Inaria*. Так же широко распространены проблематичные дисковидные формы, похожие на ранее описанные из других местонахождений концентрические отпечатки типа *Cyclomedusa*, *Nimbria*, *Paliella* и др., и многочисленные арумбериеморфные текстуры, происхождение которых пока еще остается спорным.

Новые палеонтологические находки характерны для крупнейших местонахождений ископаемых организмов эдиакарского типа в других регионах, таких как Юго-Восточное Беломорье и хр. Флиндерс (Австралия). Именно поэтому их присутствие в ассоциации окаменелостей, которая ранее отличалась крайне низким таксономическим разнообразием, дает основание прогнозировать открытие в изучаемом районе биоты высокого таксономического разнообразия. Таким образом, обнаружение богатого комплекса вендской макробиоты позволило не только существенно расширить понимание ее палеогеографии, палеобиологии и тафономических особенностей, но и показать, что разрез фрагмента сыльвицкой серии верхнего венда Среднего Урала в данной местности является наиболее представительным и может представлять новый гипостратотип для чернокаменной свиты.

Исследования проведены при поддержке РФФ (проект № 21-77-10106), РФФИ (проект № 19-05-00828) и Президента РФ (проект № МК-3137.2021.1.5).

- [1] *Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- [2] *Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др.* Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.



ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА КАК ИНДИКАТОРЫ ОБОГАЩЕННОЙ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

О.М. Туркина, А.Э. Изох

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

Южная часть Сибирского кратона характеризуется масштабным проявлением палеопротерозойского гранитоидного магматизма в интервале времени 2.00–1.84 млрд лет. Изотопный состав некоторых гранитоидных ассоциаций допускает участие в их образовании мантийных расплавов [1, 2], а в случае монцодиоритов предполагает литосферный мантийный источник исходных магм [1]. Масштабы базитового магматизма существенно уступают гранитоидному. Тем не менее мантийные магмы не только служат источником тепла для корового плавления – их дифференциация в промежуточных камерах может приводить к образованию более кремнекислых пород. На юго-западе Сибирского кратона (Шарыжалгайский выступ) к палеопротерозою (1.86–1.87 млрд лет) относится ультрабазит-базитовая Малозадойская интрузия [3], габбро-долеритовые [4] и лампрофировые дайки [5] среднего течения р. Китой, сосредоточенные в Иркутском блоке. Исследование этих мафических ассоциаций позволяет судить о мантийных расплавах, потенциально участвующих в гранитообразовании, а также оценить характер мантийных источников палеопротерозойского времени, последнее является целью данной работы.

В настоящей работе представлены новые авторские и опубликованные данные [4, 5] по дайковым комплексам Иркутского блока, для сравнения использованы авторские данные по долеритам среднего течения р. Бол. Нимныр Алданского щита, а также другая опубликованная информация по палеопротерозойскому базитовому магматизму.

В левобережье р. Китой габбро-долеритами сложены крутопадающие дайки, установленные в двух локациях: вблизи северной оконечности о. Неудачинского [4] и в приустьевой части р. Холмха (левый приток р. Китой). Мелкозернистые породы имеют типичную долеритовую структуру и сложены ассоциацией $Px+Pl+Bt\pm Amph$ с акцессорными рудным минералом и апатитом. Степень амфиболитизации увеличивается для габбро-долеритов р. Холмха. Долериты среднего течения р. Бол. Нимныр Алданского щита – это мелкозернистые породы, сложенные $Srpx+Pl$ с небольшой (1–3 %) долей амфибола и биотита.

Петрохимически габбро-долериты и лампрофиры р. Китой и долериты Западно-Алданского блока отвечают основным магматическим породам с содержанием MgO 9–5 % и 4.2–3.4 % соответственно. Габбро-долериты р. Китой – это высокомагнезиальные породы с $Mg\# = 63–59$, который снижается в породах р. Холмха ($Mg\# = 50–44$) с повышением SiO_2 (53–54 %). Долериты алданских даек низкомагнезиальные ($Mg\# = 37–30$). Большинство габбро-долеритов и лампрофиров р. Китой отличаются более высоким содержанием K_2O (1.5–3.0 %) в сравнении с долеритами Западно-Алданского блока ($K_2O = 1.6$ %). Породы р. Китой характеризуются умеренным содержанием TiO_2 (1.0–1.7 %), но высоким P_2O_5 (0.50–0.84 %), что коррелирует с их обогащением апатитом. Напротив, алданские долериты обогащены TiO_2 (2.0–2.2 %) при пониженном P_2O_5 (0.33–0.35 %). Габбро-долериты и лампрофиры р. Китой характеризуются высокими концентрациями Ba (800–1840 ppm), Th (5–12 ppm), легких РЗЭ и повышенными высокочarged элементами: $Zr = 90–240$ ppm, $Nb = 6–13$ ppm. Алданские долериты имеют более низкие концентрации Ba , Th , легких РЗЭ, но обогащены Zr (200–230 ppm) и Nb (13–16 ppm). Габбро-долериты р. Китой демонстрируют сильно фракционированные спектры РЗЭ с высоким $(La/Yb)_n$ (23–40) и $(Gd/Yb)_n$ (3.0–3.7), эти отношения снижаются в породах р. Холмха до 7–10 и 1.9–2.0 соответственно. Близкий характер спектров РЗЭ имеют и лампроиты: $(La/Yb)_n$ (14–32) и $(Gd/Yb)_n$ (2.3–4.2). Алданские долериты имеют менее фракционированные редкоземельные спектры: $(La/Yb)_n$ (7.5–9.2) и $(Gd/Yb)_n$ (2.0–2.4) за счет пониженного содержания легких лантаноидов. Мультиэлементные спектры габбро-долеритов р. Китой характеризуются резкими минимумами по Nb , Ti (рис. 1). Долериты Западно-Алданского блока имеют менее фракционированные мультиэлементные спектры со слабо проявленными минимумами по Nb и Ti .

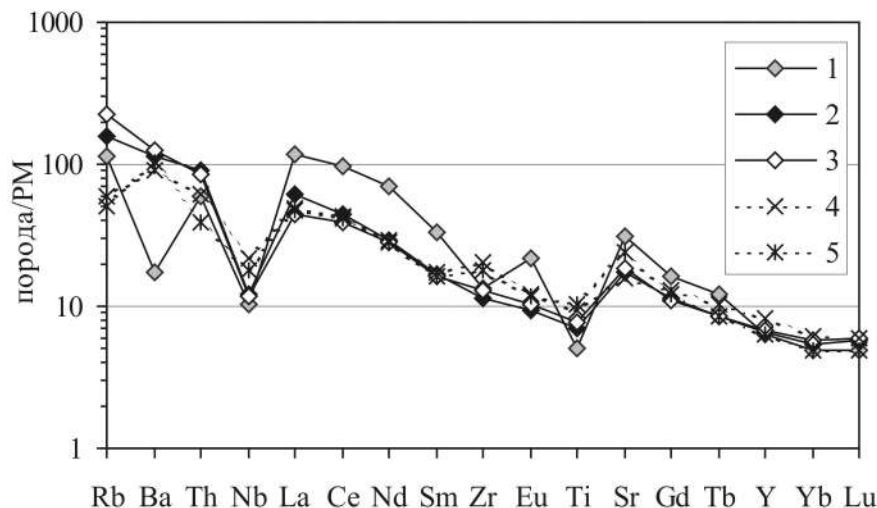


Рис. 1. Мультиэлементные спектры палеопротерозойских габбро-долеритов. Дайки: 1–3 – р. Китой (Иркутный блок); 4–5 – р. Бол. Нимыр (Западно-Алданский блок).

Авторы располагают лишь первыми данными по изотопному составу пород дайковых комплексов. Габбро-долериты р. Китой и р. Холмха имеют ϵ_{Nd} от -6.0 до -6.6 , что близко значению ($\epsilon_{Nd} = -5.9$) из работы [6]. Долериты Западно-Алданского блока отличается более радиогенный изотопный состав ($\epsilon_{Nd} -3.1$ и -3.8), более близкий к палеопротерозойским габброидам Чинейского массива (ϵ_{Nd} от -4.3 до -4.9) [7]. Максимальными значениями ϵ_{Nd} среди палеопротерозойских проявлений мантийного магматизма обладают лампроиты р. Китой (ϵ_{Nd} 0 до -3.3) [5], тогда как минимальными – монцодиориты Тойсукского массива в Иркутном блоке ($\epsilon_{Nd} -7.2$ и -10.2 и m_{Hf} от -6.0 до -10.7) [1] и магнезильные карбонатиты Селигдара (Алданский щит) (ϵ_{Nd} от -6.4 до -6.8) [8].

Имеющиеся геохимические и изотопные данные позволяют оценить характер палеопротерозойских мантийных источников. Величины Nb/Y для пород дайковых комплексов р. Китой (0.27–0.53) превышают значения для примитивной мантии (Nb/Y=0.16), что указывает на недеплетированный/обогащенный мантийный источник. Аналогичные источники имеют мафит-ультрамафиты Малозадойской интрузии (Nb/Y=0.20–0.31) [3] и габброиды Чинейского массива (Nb/Y=0.25–0.31). Низкие отрицательные значения ϵ_{Nd} для всех рассматриваемых пород свидетельствуют о том, что обогащение мантийного субстрата значительно предшествовало во времени палеопротерозойскому магматизму. Ранее сделанные количественные оценки для монцо-

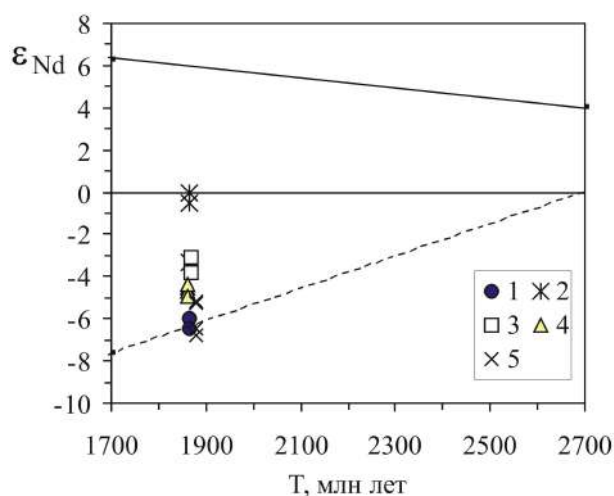


Рис. 2. Диаграмма T– ϵ_{Nd} для палеопротерозойских базитов юга Сибирского кратона. 1–2 – дайки р. Китой: 1 – габбро-долериты (данные авторов и из [6]), 2 – лампрофиры [5]; 3 – дайки Западно-Алданского блока (данные авторов); 4 – Чинейский массив [7]; 5 – магнезиокарбонатиты Селигдара (Алданский щит) [8].

диоритов Иркутского блока предполагают обогащение в неоархейское время в связи с проявлением субдукционного магматизма на рубеже ~2.7 млрд лет [1]. Сходный вывод о долгоживущем мантийном источнике сделан для магнезиокарбонатитов Алданского щита [8]. Характерная черта как пород дайковых комплексов, так и других палеопротерозойских базитовых ассоциаций – деплетирование Nb относительно Th и легких РЗЭ, что является типичным для субконтинентальной литосферной мантии, испытавшей метасоматическое преобразование под воздействием флюидов/расплавов.

Полученные данные позволяют заключить, что в результате архейских метасоматических процессов под южной частью Сибирского кратона к палеопротерозою была сформирована обогащенная субконтинентальная литосферная мантия, которая служила доминирующим источником для базитового магматизма.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00265).

- [1] Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 489–513.
- [2] Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.
- [3] Мехоношин А.С., Эрнст Р.Э., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.
- [4] Гладkochуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М. и др. Первые свидетельства палеопротерозойского позднеколлизионного базитового магматизма в Присяянском выступе фундамента Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 440–444.
- [5] Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I. et al. Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the southwestern Siberian Craton: An analogue of the modern post-collision setting // Lithos. 2019. V. 328–329. P. 88–100.
- [6] Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Postcollisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the Southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research. 2021 (in press).
- [7] Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В. Sm-Nd изотопная система Чинейского анортозит-габбро-норитового плутона (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 57–60.
- [8] Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E. et al. Isotopic and trace element geochemistry of the Seligdar magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the mantle evolution beneath the Aldan-Stanovoy shield. // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 154. P. 354–368.



РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ТАМИРСКОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И МАРГИНТУЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

И.В. Федюкин, А.В. Шацилло

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ivan.fedyukin@gmail.com

В отношении палеомагнетизма поздний палеозой Сибирской платформы является «белым пятном» на общем фоне полученных на сегодняшний день данных, а мезозойский участок траектории кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы является дискуссионным [4, 6, 7, 9]. На сегодняшний день полюс для Сибирской платформы, полученный по траппам, является наиболее обоснованным [8] и широко используется при палеотектонических реконструкциях. Получение надежных палеомагнитных данных для позднего палеозоя и мезозоя Сибирской платформы до сих пор является актуальной проблемой.

На территории Забайкалья широко развиты позднепалеозойские и мезозойские вулканотектонические структуры (ВТС) и вулканические поля в пределах Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. В частности, Тамирская ВТС является результатом рифтогенного магматизма [2, 3] в тылу позднепалеозойской и раннемезозойской активной окраины Сибирского континента.

Палеомагнитные исследования Тамирской ВТС проводились на породах унгуркуйской (пермские субщелочные базальты), тамирской (позднепермские субщелочные андезибазальты, трахидациты и их туфы) и черныяровской (средне- и поздне триасовые субщелочные андезибазальты и их туфы) свит. В пределах Маргинтуйского лавового поля были опробованы субщелочные андезибазальты, отнесенные И.В. Гордиенко [1] к ичетуйской свите средней юры. Изученная коллекция состоит из 460 ориентированных образцов, отобранных из 72 сайтов в долинах рек Чикой, Тамир, Кудара и их притоков (Южная Бурятия). Большая часть образцов несет интерпретируемый палеомагнитный сигнал.

В породах унгуркуйской свиты выделена характеристическая компонента намагниченности как прямой, так и обратной полярности. Рассчитанный палеомагнитный полюс лежит между раннепермскими и пермотриасовыми сибирскими полюсами. Наличие в породах свиты характеристической компоненты прямой полярности указывает на ее формирование в период гиперхрона Иллаварра со смешанной полярностью, начало которого датируется 268–264 млн лет.

Палеомагнитный полюс, рассчитанный по породам черныяровской свиты, согласуется с поздне триасовым полюсом, полученным по ситлам Таймырского полуострова, и тяготеет к поздне триасовому участку траектории КМП Восточно-Европейского кратона [9].

Направления характеристической компоненты ЕОН в породах Маргинтуйского лавового поля имеют бимодальное распределение и отличаются от результатов аналогичных пород близлежащего района [5]. Данный факт может указывать на возможный недоучет угла наклона палеосклона вулканической постройки. Полученные данные согласуются с участком траектории КМП Восточно-Европейской платформы в интервале 170–160 млн лет.

Имеющиеся палеомагнитные данные по Сибирскому кратону и его обрамлению, а также траектории КМП Восточно-Европейского, Казахстанского, Северо-Китайского и Таримского блоков в интервале времени с позднего палеозоя до конца мезозоя легли в основу созданного ГИС-проекта на базе программного обеспечения Gplates, произведена реконструкция закрытия Палеоазиатского и западной части Монголо-Охотского палеоокеана.

[1] Гордиенко И.В., Жамойцина Л.Г. Маргинтуйское месторождение цеолитов // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1, Кн. 2. С. 234–239.

[2] Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцина Л.Г. и др. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 190–203.

- [3] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
- [4] Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79.
- [5] Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1061–1073.
- [6] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Каширцев В.А., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // ДАН. 2008. Т. 418. № 4. С. 500–505.
- [7] Павлов В.Э. Сибирские палеомагнитные данные и проблема жесткости Северо-Евразийского континента в послепалеозойское время // Физика Земли. 2012. № 9–10. С. 56–73.
- [8] Pavlov V.E., Fluteau F., Latyshev A.V., Fetisova A.M., Elkins-Tanton L.T., Black B.A., Burgess S.D., Veselovskiy R.V. Geomagnetic secular variations at the permian-triassic boundary and pulsed magmatism during eruption of the Siberian traps // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20. P. 773–791.
- [9] Torsvik T.H., Muller R.D., Van der Voo R., Steinberger B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // *Reviews of Geophysics*. 2008. V. 46. RG3004.



ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ВОСТОКА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В.А. Фомин^{1,2}, А.Г. Вахромеев¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, fovarid@gmail.com

² Красноярск, ООО «Красноярскгазпром нефтегазпроект»

Центральные районы Сибирской платформы обладают гигантскими прогнозными ресурсами углеводородов [5, 11, 12]. Согласно схеме тектонического районирования, Байkitская антеклизa является одной из надпорядковых структур юго-западной части Сибирской платформы [1, 3, 5, 12 и др.] (рис. 1). Всего в пределах центральной и западной части Байkitской антеклизы на сегодняшний день пробурено порядка 200 скважин. В результате бурения параметрической скважины Куюмбинская-1 в 1973 г. в карбонатных отложениях рифея была вскрыта газовая залежь, а затем получены промышленные притоки газа и открыто уникальное по своим запасам Куюмбинское месторождение. Однако при бурении последующих 16 скважин на данной территории промышленных притоков углеводородов получено не было. Позднее, в 1982 г., в результате бурения скважины Юрубченская-2 в интервале, охватывающем оскобинскую свиту рифея, были получены промышленные притоки газа, а затем и нефти и открыто уникальное Юрубчено-Тохомское месторождение нефти и газа [1, 3, 5, 9, 12 и др.].

Сейсморазведочные работы, проведенные в 50–70-х годах прошлого века по методике однократного профилирования МОВ, были направлены в основном на обнаружение крупноамплитудных положительных структур в толще осадочных пород. Позже современная сейсморазведка подтвердила и уточнила ранее построенные тектонические и стратиграфические модели [5]. В восточной части Байkitской антеклизы сейсморазведочные работы по региональной сети профилей проводились в 1973–2013 гг. В результате проведенных работ были выделены прогнозные зоны возможного нефтегазоаккумуляции по эрозионной поверхности рифейских отложений и по терригенным отложениям ванаварской свиты венда. Выявлены и локализованы



Рис. 1. Фрагмент схемы нефтегазоносности Лено-Тунгусского бассейна. Месторождения: 5 – Куюмбинское, 6 – Юрубчено-Тохомское, 8 – Собинское, 9 – Пайгинское.

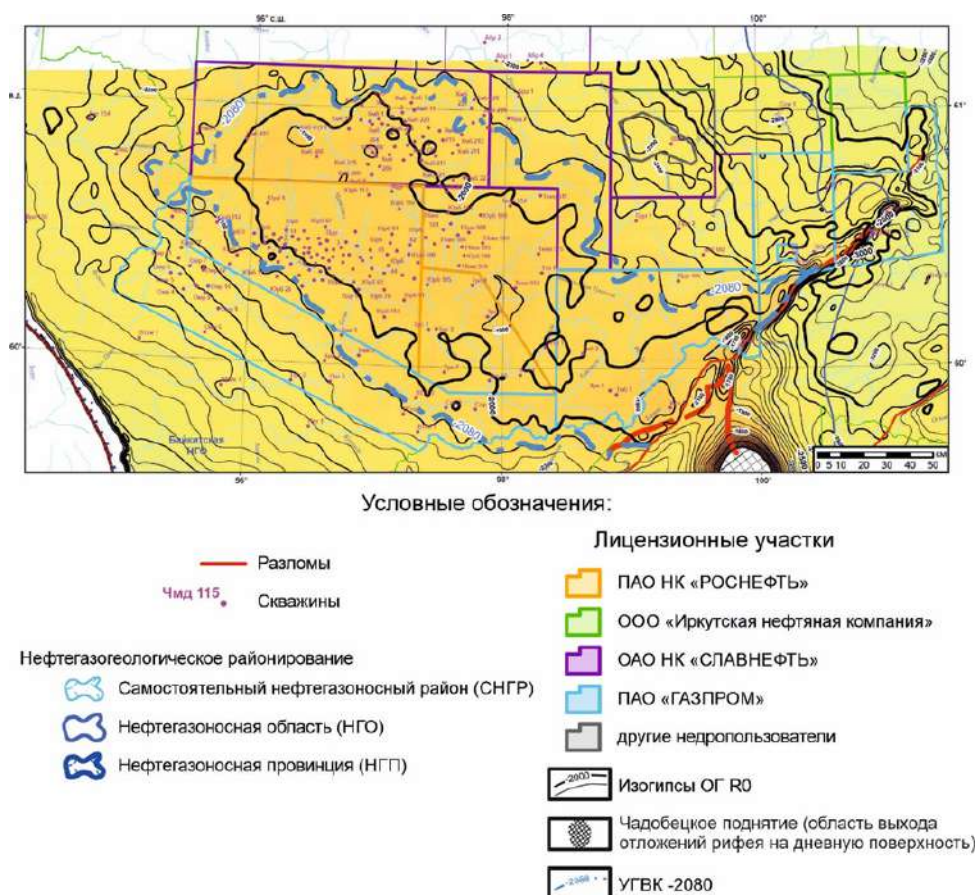


Рис. 2. Структурная карта предвандской эрозионной поверхности.

структурные и структурно-литологические объекты по эрозионной поверхности рифейских отложений и в терригенных отложениях ванаварской свиты венда. Подсчитаны ресурсы УВ для карбонатных отложений рифея и терригенного комплекса. С 2008 по 2012 г. проводились сейсморазведочные работы по методике СЛБО с целью изучения объемного распределения трещиноватости в породах продуктивной толщи венд-рифейского комплекса [5–7].

Докембрийские отложения восточного склона Байкинской антеклизы юго-западной части Сибирской платформы представляют несомненный интерес, поскольку являются высокоперспективными на наличие в них залежей углеводородов [1–3, 5, 8–12]. Согласно схеме литофациального районирования рифейских отложений юго-западной части Сибирской платформы [4], данная территория находится в переходной зоне между Курумбинским и Катангско-Чадобецким фациальными районами и включает в себя отложения нижнего, среднего и верхнего рифея [7].

Восточная часть Байкинской антеклизы изучена бурением мало и неравномерно (рис. 2). В общей сложности пробурено пять параметрических скважин (Подпорожная-106, Хоркичская-1, Бедошемская-1, Таимбинская-102, 3-Юдоконская-113) и шесть поисково-оценочных (Исчухская-1, Таимбинская-1, Таимбинская-2, Придутская-1, Придутская-2, Придутская-3). В непосредственной близости к участку, на сопредельных территориях, находятся параметрические и поисковые скважины: Нижнетагинская-1, Косвинская-1, Колымовская-139, Тайгинская-1, Терская-10, Оскобинская-1. Рифейские породы, вскрытые в скважинах Таимбинская-2 (инт. 2377.65–3400.20 м), Подпорожная-106 (инт. 2554–2779 м), Хоркичская-1 (инт. 2320–2558 м) и Таимбинская-1 (инт. 2375–2517 м), в основном представлены терригенно-карбонатными толщами. Максимальный объем керна был отобран в скважинах Придутская-1 (321 м), Придутская-2 (317.7 м), Верхнекамовская-1 (312.1 м) и Таимбинская-2 (364.2 м).

Сопоставление вскрытого в скважинах разреза вызывает определенные противоречия. Так, на имеющихся корреляционных схемах по скважинам Тайгинской-1, Подпорожной-106, Колымовской-139 и Нижнемадашенской-138 рифейские отложения отнесены как к самым древним (мадринская и вэдрэшевская толщи [7]), так и к самым молодым (тайгинская и токурская толщи [4]). Существуют различные мнения по принадлежности отложений рифейских

толщ, вскрытых скважинами Подпорожной-106 и Таимбинской-102. Одни исследователи относят их к зелендуконской свите, другие – к ирэмэкэнской. Привязка прокоррелированных отражающих горизонтов обосновывается динамическими особенностями сейсмической записи.

Главная особенность строения рифейского комплекса пород состоит в том, что он разбит серией преимущественно субширотных разломов [1, 2, 5, 11], которые, видимо, являются оперяющими к крупному региональному Оскобинскому разлому, протрассированному в восточной части Таимбинского участка по комплексу геолого-геофизических данных. Представляется, что в действительности рифейский комплекс пород раздроблен гораздо сильнее, чем это оказалось возможным проследить по имеющимся сейсмическим материалам.

Таким образом, сложное строение рифейских отложений Байкитской антеклизы, отсутствие устойчивых отражений от кровли и подошвы трещинного резервуара по результатам сейсмических исследований, а также неоднозначные определения возраста рифейских отложений требуют качественно нового подхода к их изучению. В данном случае при изучении таких сложно построенных резервуаров необходимо привлекать как можно больше информации. Но рифейские отложения востока Байкитской антеклизы, к сожалению, изучены недостаточно.

- [1] Афанасенков А.П., Бухаров Н.Г., Мухаметзянов Р.Н., Соколов Е.П., Шленкин С.И., Харахинов В.В., Зеренинов В.А. Новые данные о геологическом строении Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции и пути дальнейшего освоения ее нефтегазового потенциала // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2004. № 1. С. 34–45.
- [2] Баранова М.А. Сдвиговые дислокации в районе Куямбинского газонефтяного месторождения // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3. С. 1–22.
- [3] Геология нефти и газа Сибирской платформы / Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук. М.: Недра, 1981. 552 с.
- [4] Гутина О.В. Комплексный анализ материалов параметрического бурения с целью выработки приоритетных направлений нефтегазопроисловых работ (Подпорожная и Западно-Юдуконская площади). Красноярск: ТФГИ СФО, 1993.
- [5] Харахинов В.В., Шленкин С.И., Зеренинов В.А. Нефтегазоносность докембрийских толщ Куямбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазоаккумуляции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 1. С. 1–31.
- [6] Файзулин И.С. Проведение обработки и интерпретации материалов СЛБО на Таимбинском ЛУ. Красноярск: ТФГИ СФО, 2013. 116 с.
- [7] Струнов А.В. Сейсморазведочные работы СЛБО и 2Д на Таимбинском ЛУ. Красноярск: ТФГИ СФО, 2010. 206 с.
- [8] Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В. и др. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 154–165.
- [9] Трофимук А.А. Куямбо-Юрубчено-Тайгинское газонефтяное месторождение – супергигант Красноярского края. Основы технико-экономического обоснования разработки. Новосибирск, 1992. 60 с.
- [10] Умперович Н.В., Губина Н.К. Тектоника Юрубчено-Тохомской зоны и ее влияние на формирование скоплений углеводородов (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 87–94.
- [11] Филиппов Ю.А. Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2011. № 4. С. 30–47.
- [12] Конторович А.А., Конторович А.Э., Кригин В.А., Кузнецов Л.Л., Накаряков В.Д., Сибгатуллин В.Г., Сурков В.С., Трофимук А.А. Юрубчено-Тохомская зона газонефтенаккумуляции – важный объект концентрации региональных и поисково-разведочных работ в верхнем протерозое Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 45–56.



ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ В ФОРМИРОВАНИИ СКЛАДЧАТОГО БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Е.В. Хаин¹, А.А. Разумовский¹, О.В. Постникова², А.В. Сомсикова^{1,3}, Е.С. Изъюрова²,
А.В. Постников², М.О. Аносова³, О.А. Зуева², А.А. Федотова³

¹ Москва, Геологический институт РАН, khain@ginras.ru

² Москва, Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина

³ Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

Широко известно, что для поздненеопротерозойского времени по данным о складчатых Байкало-Патомском и Байкало-Муйском поясах восстанавливаются соответственно условия шельфа, склона и подножья палеоконтинента и условия подвижного пояса. Для внутренних районов Сибирской платформы, в частности для Непско-Ботуобинской антеклизы, на основании литологических исследований также проведен ряд палеогеографических реконструкций ([1] и ссылки в работе). Вместе с тем прямых данных о возрасте пород основания осадочного чехла Сибирской платформы не было, что затрудняло решение вопроса о связи между палеоконтинентом и палеоструктурами подвижного пояса.

Геохронологическое исследование циркона из пудинговых конгломератов, залегающих в основании разреза чехла платформы непосредственно на раннедокембрийском фундаменте на юго-востоке Непско-Ботуобинской антеклизы, выполнено нами в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН по методике [2]. Детальная литологическая характеристика осадочных пород и краткие геохронологические результаты приведены в работе [1].

Группы конкордантных значений возраста циркона ($D < 5\%$) из двух проб песчаников непской свиты лежат в трех диапазонах, отвечающих архейскому, мезо-палеопротерозойскому (1.7–2.1 млрд лет) и неопротерозойскому интервалам времени. Три группы значений получены как для одной, так и для второй пробы, но распределение числа точек по группам заметно отличается. Так, в одной из проб преобладают зерна палеопротерозойского возраста (58 из 66 конкордантных значений находятся в интервале 1.8–2.1 млрд лет), всего четыре конкордантных значения отвечают неопротерозойскому времени. Во второй пробе неопротерозойскому времени соответствуют 24 конкордантных значения. Большинство из них находится в диапазоне 0.9–0.6 млрд лет, группируясь вблизи отметок 0.85, 0.75 и 0.65 млн лет. Присутствуют единичные более древние (до 0.95) значения возраста циркона неопротерозойской группы. Данный тип распределения возрастов характерен для циркона песчаников верхов разреза венда в сопредельном Саянском сегменте окраины платформы [3, 4] и близок к распределению, полученному для обломочных пород верхней части разреза Патомской зоны [5]. Вместе с тем графики вероятности распределения возрастов циркона терригенных пород как прогибов, так и палеоподнятия Олоkitской зоны [6] отличаются от рассматриваемых в данном сообщении.

В современной структуре в пересечении от юго-востока Непско-Ботуобинской антеклизы к Байкало-Муйскому поясу выделяются следующие элементы: комплекс осадочного чехла платформы, залегающий на раннедокембрийском фундаменте, выступы раннедокембрийского фундамента, метаморфизованные осадочные породы и вулканиты Олоkitской зоны, контактирующие с габброидами, гранулитами и другими метаморфическими породами запада Байкало-Муйского пояса. Согласно простиранию основных элементов структуры Олоkitской зоны расположена линзовидная в плане Сыннырская структура, перекрытая поздненеопротерозойской осадочной толщей. В складчатом Байкало-Муйском поясе хорошо известны породы с возрастом 850–815 млн лет, 650–630 млн лет ([7] и ссылки в работе). Ультрамафит-мафитовые плутоны с возрастом 0.7 млрд лет находятся на юге Муйского блока [8] и в Сыннырской структуре [9]. Неопротерозойские офиолиты с возрастом древнее 900 млн лет установлены только в Удино-Витимском поясе, расположенном южнее Байкало-Муйского [10, 11 и др.].

Возникает вопрос: как материал, сходный с породами Байкало-Муйского пояса по возрасту, был доставлен через территорию шельфа во внутреннюю часть платформы?

На формирование складчато-надвигового сооружения после рубежа 640 млн лет назад указывает шарьирование офиолитов, выведение эклогитов и данные работы [5]. Быстрое в геологическом смысле вовлечение океанской литосферы в структуру складчатого сооружения произошло не позднее чем 629 ± 5 млн лет назад, когда в дунит-пироксенит-габбровую полосчатую серию Среднемамаканского офиолитового комплекса восточного сегмента Байкало-Муйского пояса внедрились гранитоидные магмы адакитовой серии, сформировавшие систему прослеживающихся на сотни метров даек [12]. Плагиограниты офиолитовой ассоциации кристаллизовались 645 ± 10 млн лет назад [13], что отвечает возрасту офиолитов или одной из тектонических пластин в их составе. Среднемамаканские офиолиты интерпретируются как реликты литосферы окраинного моря: задугового бассейна, связанного с Якорной вулканической дугой. Известна также другая интерпретация природы Среднемамаканского массива [8]. Вулканисты якорной толщи по данным для метапорфиров экструзивного тела в андезибазальтах кристаллизовались 664 ± 3 млн лет назад [8].

На время 630 млн лет назад приходится пик гранулитового метаморфизма в южном блоке Муйской глыбы [14], близки по возрасту гранулиты запада Байкало-Муйского пояса [13] и эклогит-гнейсовый комплекс севера Муйского блока [15, 16]. Возникновение эклогитов связано с заклиниванием зоны субдукции, «континентальной субдукцией» [15, 16]. Такие эпизоды могут сопровождаться разрывом субдуцируемой плиты, возникновением астеносферного окна и, как следствие, частичным плавлением мафитовой части слэба. Эти процессы также объясняют быструю эксгумацию эклогитов. Природа плагиогранитоидных магм адакитовой серии, внедрившихся в офиолиты 629 ± 5 млн лет назад, определяется процессами частичного плавления мафитового субстрата, при которых гранат и (или) роговая обманка являются реститовыми фазами ([12] и ссылки в работе). Следовательно, закономерно практически одновременное формирование эклогитов, гранитоидов адакитового типа, а также надвигообразование, подъем и размыв территории.

Таким образом, для времени 660–640 млн лет назад восстанавливаются, преимущественно по данным для восточной ветви Байкало-Муйского пояса, а также для сопредельной части Байкало-Патомского пояса [5], ряд структур: вулканическая дуга, связанные с ней бассейны и окраина континента. Рубежу 630 млн лет назад отвечают: эпизод «континентальной субдукции», вовлечение реликтов литосферы окраинных морей в структуру складчато-надвигового сооружения, шарьирование аллохтонов на континентальную окраину и быстрый подъем и размыв территории. Следовательно, транспортировка неопротерозойского материала в глубь континента происходила преимущественно в результате тектонического перемещения при надвигообразовании.

Данные по западной ветви Байкало-Муйского пояса показывают, что астеносферное окно, возможно, при значительном вкладе сдвиговой составляющей, могло появиться во время поздненеопротерозойского этапа субдукции 595 ± 5 млн лет назад ([12] и ссылки в работе). Вероятно, с этим эпизодом был связан еще один импульс надвигообразования, подъема и размыва складчатого сооружения, сопровождавшийся выведением гранулитов с возрастом 640–620 млн лет [7, 13] в верхние горизонты коры.

- [1] Изъюрова Е.С., Постникова О.В., Постников А.В., Зуева О.А. Фациально-палеогеографические реконструкции для постгляциальных отложений венда юго-востока Непско-Ботуобинской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 5. С. 419–437.
- [2] Костицын Ю.А., Аносова М.О. U-Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // Геохимия. 2013. Т. 51. № 2. С. 171–179.
- [3] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M. et al. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research. 2019. V. 65. P. 1–16.
- [4] Мотова З.Л. Условия формирования и источники вещества позднедокембрийских осадочных толщ юго-западной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. 18 с.
- [5] Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N. et al. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.

- [6] Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Возраст детритового циркона и источники сноса терригенных пород Олоkitской зоны (Северное Прибайкалье) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 36–40.
- [7] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- [8] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- [9] Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Геохронология довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.
- [10] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [11] Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизийного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.
- [12] Сомсикова А.В., Костицын Ю.А., Федотова А.А. и др. Позднелопротерозойский гранитоидный магматизм Байкало-Муйского складчатого пояса, офиолитовые и постеофиолитовые плагиограниты // Геохимия. 2021. Т. 66. № 1. С. 15–36.
- [13] Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 138–160.
- [14] Скузоватов С.Ю., Сляров Е.В., Шацкий В.С. и др. Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 575–591.
- [15] Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И. Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском складчатом поясе // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 228–231.
- [16] Skuzovatov S., Shatsky V., Wang K.L. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // Lithos. 2019. V. 342–343. P. 76–96.



ПОЯСА БАЗИТОВЫХ ДАЕК ЖАРМИНСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

С.В. Хромых, А.С. Волосов, П.Д. Котлер, А.В. Куликова, Д.В. Семенова

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

Жарминская зона Восточного Казахстана представляет собой область сочленения поздне-палеозойских структурно-вещественных комплексов Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна и среднепалеозойских комплексов активной окраины Казахстанского континента. В конце раннего карбона, на ранней стадии орогении, в Жарминской зоне проявился интрузивный габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитный магматизм (саурская серия C_1s). Наиболее масштабный магматизм проявился в ранней перми, когда в результате частичного плавления метаморфизованных субстратов были сформированы крупные массивы гранодиоритов, гранитов, лейкогранитов; в подчиненном количестве был проявлен базитовый магматизм. В Жарминской зоне разными авторами описано шесть поясов даек среднего или основного состава, которые, аналогично дайкам миролюбовского комплекса, ранее считались мезозойскими. Данные, полученные нами в последние годы, позволили опровергнуть эти представления и предположить более сложную историю формирования дайковых поясов.

Бугазский дайковый пояс находится на юго-востоке рассматриваемой территории, содержит несколько десятков даек субмеридионального и северо-восточного простирания мощностью до 3–5 м и протяженностью до 100 м. Базитовые породы даек представлены долеритами и лампрофирами. Дайки секут среднепозднепалеозойские осадочно-вулканогенные породы и раннекарбоновые диориты и гранитоиды саурской серии (C_1s), взаимоотношения с раннепермскими гранитоидами не установлены. Из дайки лампрофиров были выделены цирконы, U-Pb датирование которых показало возраст в 315 ± 4 млн лет, что соответствует среднему карбону.

Жаксы-Койтасский дайковый пояс расположен в пределах одноименного массива гранитов и плагиогранитов. Возраст гранитов не определялся, по геологическим критериям отнесен к позднему карбону – ранней перми. В дайковом поясе насчитывается около 50 тел мощностью до 2 м и протяженностью десятки – сотни метров. Базитовые породы даек представлены долеритами и лампрофирами. Геохронологические исследования даек этого пояса пока не проведены.

Керегетасский дайковый пояс, исследование которого начато нами недавно [1], расположен на севере рассматриваемой территории, он содержит наибольшее количество даек (около 250), наиболее крупные имеют мощность до 10 м и протяженность до 1.0–1.5 км. Дайки секут осадочно-вулканогенные породы раннего карбона (C_{1v}) и раннесреднекарбоновые (317 ± 2 млн лет) гранодиориты и диориты, отнесенные к саурской серии. Параллельно дайкам расположена относительно крупная Керегетасская интрузия щелочных (рибекитовых) гранит-лейкогранитов. Ее форма также напоминает дайку, тело имеет мощность от 50 до 200 м и протягивается на 7–8 км. Несмотря на в целом параллельное расположение, некоторые базитовые дайки срезаются гранитами интрузии. В свою очередь, граниты интрузии секутся несколькими крупными дайками среднего или дацитового состава. Для этого пояса характерно большое разнообразие пород: оливиновые и безоливиновые долериты, диориты, лампрофиры, гранодиорит-порфиры, дацит-порфиры, гранит-порфиры. Точные объемные соотношения мафических и кислых разностей не установлены и требуют детального картирования пояса, которое пока не проведено. Из щелочных гранитов Керегетасской интрузии выделены цирконы, датирование которых показало возраст в 292 ± 4 млн лет. Возраст базитовых даек, определенный по магматическому амфиболу из спессартитов, показал значение в 287 ± 4 млн лет. Учитывая сходную геологическую позицию и близкие определения возраста, можно считать формирование Керегетасского пояса результатом единого термального события в ранней перми с формированием большого разнообразия магматических пород.

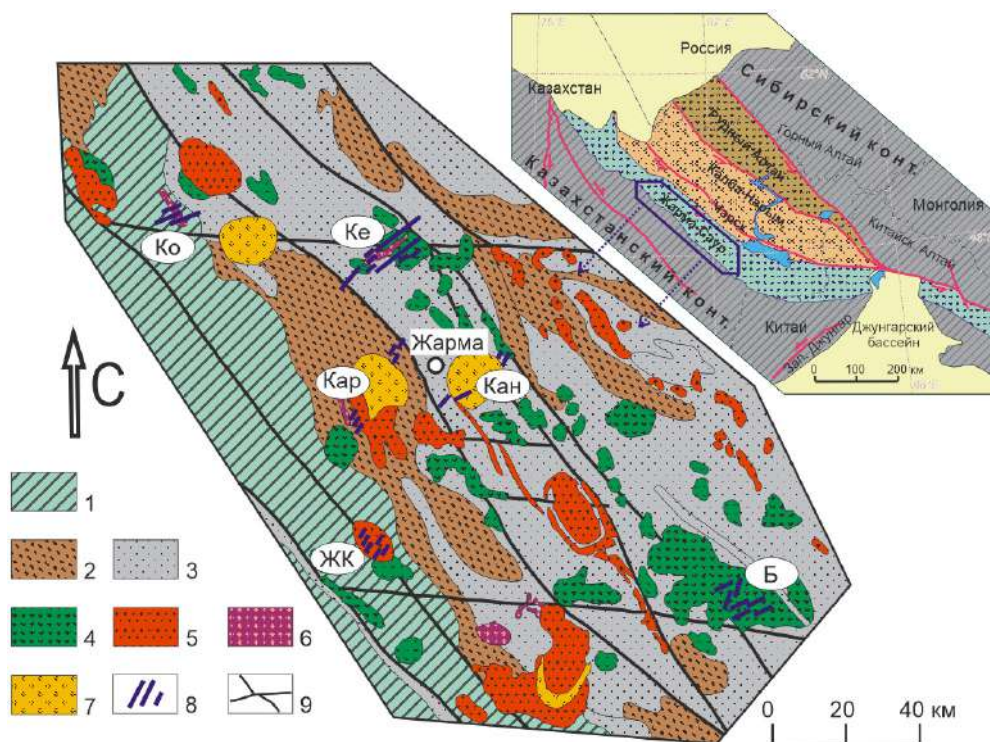


Схема расположения дайковых поясов в структуре Жарминской зоны Восточного Казахстана.
 1 – раннесреднепалеозойские осадочные формации Чингиз-Тарбагатайской зоны; 2 – среднепалеозойские преимущественно вулканогенные формации; 3 – карбоновые осадочные и вулканогенные формации; 4 – саянская габбро-диорит-гранитоидная серия (C_1s); 5 – салдырминский и жарминский гранодиорит-гранитные комплексы (C_3-P_1); 6 – керегетас-эспинский комплекс щелочных гранитов (P_1); 7 – каракольтасский и кандыгатайский гранит-лейкогранитные комплексы (P_1); 8 – дайковые пояса: Б – Бугазский, ЖК – Жаксы-Койтасский, Ке – Керегетасский, Ко – Коргантасский, Кар – Каракольтасский, Кан – Кандыгатайский; 9 – разломы.

В северо-западной части территории расположен Коргантасский пояс даек, секущих щелочные гранит-лейкограниты одноименного массива. Здесь, в отличие от Керегетасского пояса, дайки северо-восточного простирания безусловно секут щелочные гранитоиды массива, вытянутого в северо-западном направлении. В пределах массива насчитывается несколько десятков даек мощностью до 1 м и протяженностью в десятки до сотни метров. По аналогии с Керегетасской интрузией возраст щелочных гранитов Коргантасского массива можно считать раннепермским, следовательно, базитовые дайки не древнее ранней перми. Детальные исследования пород Коргантасского пояса еще предстоит провести.

Согласно ранее опубликованным данным [2], вблизи крупных гранит-лейкогранитных массивов (Каракольтасский и Кандыгатайский) также отмечены рои и пояса базитовых даек, находящихся в разной геологической позиции – первые срезаются гранитными интрузиями, вторые секут интрузивные граниты. Возраст гранитоидов Каракольтасского и Кандыгатайского массивов ранее принимался за позднепермский, на этом основании рвущие их дайки считались мезозойскими. Однако недавно проведенные нами геохронологические исследования [3, 4] позволили определить возраст гранитных интрузий как раннепермский (280–277 млн лет). Таким образом, возраст секущих их базитовых даек не древнее ранней перми, но вполне может оказаться древнее мезозойского. Детальные исследования дайковых поясов в этих районах – одна из задач предстоящих полевых работ.

Обобщая приведенные выше данные, можно констатировать, что до сих пор не получено достоверных сведений о мезозойском возрасте дайкового магматизма в Жарминской зоне, как и в Восточном Казахстане в целом. Пока можно выделить два этапа дайкового магматизма: 1) среднекарбоновый – Бугазский и, возможно, Жаксы-Койтасский дайковый пояс и 2) раннепермский – Керегетасский, Коргантасский и, возможно, Каракольтасский и Кандыгатайский дайковые пояса. Эти этапы магматизма согласуются с данными по главным стадиям эндогенной активности в Алтайской аккреционно-коллизийной системе, недавно установленным на основании исследований вулканизма, интрузивного базитового и гранитоидного магматизма

[5]. Было установлено, что мантийный и сопряженный коровый магматизм отражает последовательную смену геодинамических режимов и типов взаимодействия мантии и литосферы в развитии Алтайской аккреционно-коллизонной системы. Среднекаменноугольный магматизм являлся результатом активизации сдвигово-раздвиговых движений вдоль крупных разломов и отражает коллапс орогенного сооружения. Раннепермский масштабный магматизм является результатом глобального термического возмущения в верхней мантии под воздействием Таримского мантийного плюма [6].

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00346).

- [1] *Волосов А.С., Хромых С.В.* Геологическая позиция, вещественный состав и возраст дайковых пород Керегетасского пояса, Восточный Казахстан // *Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции (11–16 мая 2021 г., г. Иркутск)*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 65–67.
- [2] *Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д.* Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
- [3] *Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В.* Новые данные о возрасте магматизма Жарма-Саурской зоны Восточного Казахстана // *Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения: Материалы Четвертой международной научной конференции (2–6 апреля 2018 г., г. Новосибирск)*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. С. 163–165.
- [4] *Котлер П.Д., Хромых С.В., Герасимов О.П.* Новые данные по пермскому магматизму Жарма-Саурской зоны (Восточный Казахстан) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. С. 171–172.
- [5] *Хромых С.В.* Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан): Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 439 с.
- [6] *Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N.* A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10. P. 79–99.



ВОЗРАСТ БАЗИТОВЫХ ДАЕК БЕРИЛЛИЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СНЕЖНОЕ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В.Б. Хубанов, К.Д. Долгобородова, Т.Т. Врублевская,
Л.Б. Дамдинова, А.А. Цыганков

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

Восточно-Саянская редкометалльная зона, входящая в состав Баргузинской магматической провинции, охватывает ряд редкометалльных месторождений и проявлений, генетически связанных с позднепалеозойскими щелочными гранитами Восточного Саяна (огнитский комплекс) и Восточно-Тувинского нагорья (улугтанзекский комплекс) [1]. В пределах позднепалеозойского бериллиевого месторождения Снежное (Восточный Саян) кроме щелочных гранитов известны базитовые субвулканические тела (дайки диабазов и диабазовых порфиров), которые секут месторождение и выделены в качестве самостоятельного дарлинского комплекса.

В настоящем сообщении приведены результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов, выделенных из базитовых даек, имеющих распространение на месторождении Снежное. Микроскопически данные дайки представлены породами с различной степенью раскристаллизации (микрогаббро, долерит и базальт) и вторичного преобразования. В них преобладает порфировая и гломералпорфировая структура; вкрапленники представлены преимущественно плагиоклазом, в меньшей степени клинопироксеном, редко оливином (замещен вторичными минералами). Основная масса имеет микрогаббровое, офитовое, долеритовое, гиалопилитовое сложение.

С помощью ICP-MS Element XR и лазерного пробоотбора LA UP-213 NewWave [2] было проведено датирование цирконов из диабаза (долерита) (проба CNT-14) и микрогаббро (проба CNT-11). Для цирконов пробы CNT-14 рассчитан $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст с ^{207}Pb -коррекцией на нерадиоактивный свинец, который составляет 301 ± 6 млн лет при СКВО=0.47 (по восьми определениям), для пробы CNT-11 – 297 ± 2 млн лет при СКВО=1.07 (по 20 определениям). Полученные значения близки к возрасту щелочных гранитов огнитского комплекса (306–295 млн лет) и совмещенной с ним бериллиевой минерализации (306 млн лет, Rb-Sr) [1, 3].

Таким образом, возрастная и пространственная близость базитовых даек, щелочных гранитов и бериллиевой минерализации на площади месторождения Снежное (Восточный Саян) позволяют объединить их в редкометалльную базит-щелочно-гранитную ассоциацию.

Геохронологические исследования выполнены в ЦКП «Аналитический центр минералогическо-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) в рамках выполнения проектов фундаментальных научных исследований, № гос. рег. АААА-А21-121011390003-9, АААА-А21-121011390002-2, Комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН и проектов РФФИ (№ 18-05-00489 и 20-05-00344).

[1] Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М. Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоны (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 438–449.

[2] 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 сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

[3] Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г. и др. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (геохимические характеристики и Rb-Sr-изотопная систематика) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1133–1144.



МЕТОД КОНФОКАЛЬНОЙ МИКРОСПЕКТРОСКОПИИ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА В ГЕОЛОГИИ

И.С. Шарыгин

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

Конфокальная микроспектроскопия комбинационного рассеяния света (далее по тексту микро-КРС) – метод локального микроанализа вещества, объединяющий конфокальный микроскоп и метод спектроскопии комбинационного рассеяния света в одной системе. В англоязычной литературе для метода используется название «confocal Raman spectroscopy». Метод микро-КРС активно применяется в геологии для решения широкого спектра задач, в частности для диагностики минералов и изучения кристаллических, газово-жидких и расплавных включений в минералах. Преимуществами метода являются: высокое пространственное разрешение ($<1-2$ мкм), быстрота анализа, неdestructивность, простота пробоподготовки, а также возможность идентификации полиморфных модификаций веществ одного состава, изучения минералов в шлифах под покровным стеклом, изучения включений в минералах, не выведенных на поверхность, определения степени кристалличности вещества и др. Использование моторизованного предметного столика позволяет проводить картирование образца методом микро-КРС по всем трем координатам (X, Y, Z) в любых их сочетаниях, что, в частности, дает информацию о распределении минералов в образце и фазовых соотношениях во включениях в минералах.

В лаборатории орогенеза ИЗК СО РАН в 2020 г. в рамках мегагранта от правительства Российской Федерации (№ 075-15-2019-1883, «Орогенез. Образование и рост континентов и суперконтинентов») была установлена система WITec alpha 300R с лазером 532 нм для микро-КРС с возможностью 2D- и 3D-картирования. Система оснащена программным обеспечением, позволяющим производить экспрессную идентификацию минералов путем автоматического сравнения полученного спектра образца со спектрами в базе данных.

Целью доклада является ознакомление исследователей, принимающих участие в конференции, с возможностями применения метода микро-КРС для решения геологических задач. В докладе будут рассмотрены следующие темы: основы метода; устройство и спецификация системы WITec alpha 300R в ИЗК СО РАН; особенности пробоподготовки; примеры использования метода на основе оригинальных исследований, проводимых в ИЗК СО РАН, и литературных данных.

Работа выполнена в рамках мегагранта № 075-15-2019-1883.



СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)

А.В. Шацилло¹, И.В. Латышева^{2,3}

¹ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

² Москва, Геологический институт РАН

³ Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В июне – августе 2021 г. нами был проведен сплавной маршрут вдоль западного побережья оз. Байкал от пос. Листвянка до с. Байкальское. Целью этого маршрута было изучение геологического строения байкальской серии на склонах Приморского и Байкальского хребтов. В рамках экспедиции решались следующие задачи: 1) поиск наиболее полных разрезов голоуспенской свиты, пригодных для хеомстратиграфических исследований; 2) поиск уровней, перспективных для палеомагнитного изучения; 3) поиск вулканогенных прослоев для геохронологических исследований; 4) изучение особенностей состава базальных уровней байкальской серии и их изменчивости по простиранию Прибайкальского прогиба для восстановления палеогеографии бассейна. В настоящем сообщении, с учетом материалов наших прошлых экспедиций (некоторые проведены совместно с Н.Б. Кузнецовым и С.В. Рудько), мы остановимся на особенностях строения голоуспенской свиты.

Характер контакта голоуспенской свиты с породами раннего докембрия и состав базальных уровней. Ясный стратиграфический контакт мы наблюдали на нескольких участках. В стратотипической местности (окрестности с. Бол. Голоустное) основание голоуспенской свиты представлено «кремовыми»* (на выветрелой поверхности), в основном тонкослоистыми доломитами (10–15 м), с маломощным, в первые сантиметры, глинистым прослоем в основании. Поверхность контакта с комплексами фундамента ровная без глубоких эрозионных врезов («бараньи лбы»), породы фундамента представлены бластомилонитами по гранитам, относимым к приморскому комплексу.

В 15–20 км к северо-востоку от рассмотренного участка (лев. борт пади Нижние Хомуты) аналогичные осадочные образования с весьма «фотогеничным» контактом налегают на гранито-гнейсы, видимая мощность «кремовых» доломитов здесь ~50 м. Далее, в 4 км к северо-востоку, в береговом обнажении севернее мыса Средние Хомуты «кремовые» доломиты залегают на темно-серых доломитовых мергелях (~8 м), подстилаемых пачкой полимиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов с темным зелено-серым, в том числе песчано-глинистым, матриксом. Мощность конгломератовой пачки ~100 м, ее контакт с породами фундамента не вскрыт. В конгломератах наблюдаются признаки стратификации, выраженной в изменении характерной размерности кластического материала и его соотношения с матриксом. Гальки конгломератов имеют разную степень окатанности. В одном из прослоев присутствуют единичные крупные (до 15 см) гальки метаморфических пород. Из-за интенсивного рассланцевания влияние крупных галек на матрикс во время седиментации не ясно, однако не исключено, что эти гальки могут являться продуктом ледникового или ледового разноса. Мы предполагаем, что эта грубокластическая толща относительно глубоководная и образована в результате переотложения материала подводно-оползневыми процессами.

Мощность пачки «кремовых» доломитов разреза Средние Хомуты составляет ~80 м, причем в нижней части доломиты толсто- и неяснослоистые, а тонкослоистые разности (характерные для разрезов стратотипической местности) представляют верхние ~20 м. Пачка «кремовых» доломитов перекрыта пестроцветной толщей, образованной тонким чередованием доломитов розовато-желтых оттенков и зелено-серых глинистых сланцев с многочисленными оползневыми текстурами. Осадочная последовательность смята в синклинальную складку с круто-

* «Кремовые доломиты» – устоявшееся в литературе название для характерной доломитовой пачки основания голоуспенской свиты стратотипической местности, дано М.М. Тетяевым (1916).

падающим шарниром (199<37), пестроцветная пачка представляет ядро этой складки, и мощность ее вскрытой части составляет ~50 м.

Из всех изученных разрезов Южного Прибайкалья в разрезе Средние Хомуты базальные уровни голоуспенской свиты представлены наиболее полно. Далее на северо-восток вплоть до окрестностей пос. Бугульдейка нижняя часть голоуспенской свиты полностью или частично выпадает из разреза. «Исчезновение» всей описанной осадочной последовательности отмечено уже в 6 км к северо-востоку от Средних Хомутов – в левом борту пади Шумиха-«первая», где на породах фундамента с неясным контактом залегают «белые» (на выветрелой поверхности) интенсивно брекчированные неяснослоистые и реже тонкослоистые строматолитовые доломиты, светло-серые и серые на свежем сколе. Подобные «белые» доломиты известны в средней – верхней части голоуспенской свиты стратотипической местности (р-н с. Бол. Голоустное). Примечательно то, что в пляжных накоплениях в окрестностях приустьевой части пади Шумиха-«первая» распространены гальки красноцветных ламинарных мергелей (переотложены из морены), характерных, в частности, для пестроцветной пачки низов голоуспенской свиты в Северном Прибайкалье (водораздел рек Хейрем – Риты). При этом как в обнаженной части, так и в делювии на борту пади Шумиха-«первая» подобные породы отсутствуют. Перечисленные факты позволяют предположить, что «белые» доломиты голоуспенской свиты в разрезе по Шумихе-«первой» представляют тектоническую пластину, надвинутую на фундамент. Аналогичные «белые» доломиты широко распространены по восточному склону Приморского хребта вплоть до устья р. Бугульдейка и описаны нами по водоразделам падей Ханхильтуй-Саксыхай-Отты и севернее устья р. Шумиха-«вторая». Толща «белых» доломитов включает прослои и пачки зелено-серых сланцев и имеет ориентировочную мощность 100–200 м. Вероятно, лучший во всем Прибайкалье ее разрез вскрыт в левом борту пади Отты. Ни в одном из перечисленных разрезов достоверно установить характер контакта «белых» доломитов с фундаментом не удалось, интенсивное брекчирование доломитов по мере приближения к фундаменту и отсутствие признаков терригенных базальных слоев свидетельствуют в пользу тектонического контакта.

По правому борту долины р. Бугульдейка (2–3 км выше устья) «белые» доломиты рассланцованы, осложнены мелкими изоклинальными складками и представляют серию разобщенных сдвигами тектонических пластин. Пластины залегают среди пород кристаллического фундамента и отделены от них зонами бластомилонитов. По неясным причинам именно этот разрез, соотнесенный со средней частью голоуспенской свиты, был выбран Е.М. Хабаровым и В.А. Пономарчуком (2005) для хемотратиграфических исследований.

Фрагменты нижних уровней разреза голоуспенской свиты в Южном Прибайкалье на участке Средние Хомуты – Бугульдейка обнажены по левому борту пади Харгино, где на породах фундамента с неясным контактом (задернован) залегает пестроцветная известняково-сланцевая пачка, аналогичная таковой в разрезе Средние Хомуты. Судя по нашим неопубликованным С-О-изотопным данным, нижние горизонты голоуспенской свиты – аналоги «кремовых» доломитов – присутствуют в Приморском хребте западнее разреза Шумиха-«вторая». В связи с фрагментарной обнаженностью этого участка установить соотношение «кремовых» и «белых» доломитов нам не удалось. Мы предполагаем, что контакт между ними тектонический, при этом «белые» доломиты занимают более высокое стратиграфическое положение.

Севернее устья р. Бугульдейка в левом борту ее долины напротив устья р. Куртун неоднократно описаны локально распространенные диамиктиты, рассматриваемые как основание голоуспенской свиты («бугульдейская пачка» по Ю.К. Советову). Сложная складчатая структура участка, плохая обнаженность и наличие разрывных нарушений не позволяют составить убедительный разрез голоуспенской свиты на этой площади и выяснить ее соотношение с бугульдейской пачкой, граничащей с породами фундамента. Из наших наблюдений по левому борту долины р. Бугульдейка (~2 км выше устья р. Куртун) следует лишь, что ниже «белых» доломитов, после значительного необнаженного участка, в разрезе появляются пласты бурых косослоистых кварцевых песчаников. Возможно, что эти песчаники представляют собой континентальные аналоги пестроцветной пачки разрезов Средние Хомуты и Харгино или надстраивают ее. Присутствие кварцевых косослоистых песчаников отмечено нами и в средней части самых южных разрезов голоуспенской свиты (в береговых обнажениях оз. Байкал между падями Ушканья и Озерко).

Вопрос о соотношении голоуспенской свиты с вулканогенными породами подстилающей(?) хотской свиты в связи с фрагментарной обнаженностью решить не удалось. Хотские вулканы, изученные нами в единственном обнажении по левому борту р. Бугульдейка (6.5 км выше устья р. Куртун) на обширном задернованном участке между полями распространения

голоуспенской свиты и фундамента, более напоминают субвулканические образования. В то же время нельзя не отметить, что далее к северо-востоку в Центральном и Северном Прибайкалье (р. Сарма, водораздел Хейрем – Риты) в разрезах голоуспенской свиты присутствуют туфогенные прослои и субвулканические тела, очевидно, связанные с эдиакарской вулканической активностью. Туфогенные прослои были отмечены нами также в средней части голоуспенской свиты южных разрезов (береговой клиф оз. Байкал к югу от пади Озерко).

Голоуспенская свита Центрального Прибайкалья в разрезе по р. Сарма (левый берег выше устья р. Якшал) представлена в обнаженной части буроватыми кварцевыми песчаниками (50–100 м), залегающими выше «белыми» доломитами (50–100 м) и черными оолитовыми известняками (~5 м), содержащими маломощный (<0.5 м) прослой зеленых бескарбонатных сланцев – предположительно, измененных пеплов. Из-за посредственной обнаженности и плохо проявленной стратификации остается неясным общее строение нижней части разреза голоуспенской свиты – либо песчаники чередуются с «белыми» доломитами (и надстраивают в направлении фундамента разрез «снизу»), либо разрез сдвоен в результате складчато-надвиговых деформаций. Более реалистичным нам представляется последний вариант.

Горизонт песчаников, в явном виде присутствующий в разрезе голоуспенской свиты на р. Сарма и подстилающий здесь «белые» доломиты, выпадает из разреза в ~5 км к северо-востоку в разрезе по р. Нуган. Строение основания байкальской серии по р. Нуган было недавно представлено в [1]. Сопоставление разрезов Нугана и Сармы свидетельствует о более сложном, нежели предлагается в [1], покровно-складчатом строении разреза. На это указывает сходство ассоциирующих здесь с доломитами сланцев с элементами разреза улунтуйской свиты р. Сарма, отсутствие песчаников (на Сарме они образуют как скальные выходы, так и обширные курумные развалы) и признаки крупных лежащих складок, присутствующих, в частности, в улунтуйской части разреза р. Сарма. Кроме этого, доломиты разреза Нугана (и Сармы), сопоставленные в [1] с «кремовыми», являются в нашей терминологии «белыми», характерными для средней – верхней части голоуспенской свиты, а не для ее основания. Таким образом, и в сарминском, и в нуганском разрезе отсутствуют нижние горизонты голоуспенской свиты, развитые в Южном и отчасти в Северном (см. ниже) Прибайкалье, – ни в коренных обнажениях, ни в делювии весьма специфические породы, характеризующие этот уровень, не обнаружены. Характер взаимоотношений байкальской серии с палеопротерозойскими(?) метаморфическими толщами (харгитуйская свита) на рассмотренном участке неизвестен.

В Северном Прибайкалье в разрезе по водоразделу рек Хейрем и Риты голоуспенская свита представлена, вероятно, в полном объеме и, несмотря на некоторые фациальные изменения, в этом разрезе «узнается» почти весь спектр пород, характерных для разрезов Южного и Центрального Прибайкалья. В условиях почти 100%-ной обнаженности здесь вскрыта следующая последовательность общей мощностью ~1 км (снизу вверх)**: ледниковые диамиктиты – «кремовые» доломиты – пестроцветная известняково-сланцевая толща с красноцветными доломитовыми ламинарными мергелями в основании – розовато-бурые строматолитовые известняки с увеличением песчаной примеси вверх по разрезу – кварцитопесчаники, расслоенные редкими пачками сланцев, – сланцы с редкими прослоями известняков – песчаники с прослоем туфогравелита в кровле – «белые» доломиты – сланцы, мергели и черные оолитовые известняки. Верхняя обогащенная органическим веществом пачка литологически схожа с породами улунтуйской свиты стратотипической местности. Сланцевая толща, залегающая на кварцитопесчаниках, осложнена мелкими складками и прорвана дайкой основного состава. Диамиктиты отделены от пород кристаллического фундамента маломощным (~1 м) пластом кварцитопесчаника с аркозовым конгломератом в основании. По простирацию и кварцитопесчаники, и диамиктиты замещены вулканогенными породами – предположительно, риолитами (делювий, ориентировочная мощность вулканитов первые метры). Известно, что в Северном Прибайкалье широко развиты палеопротерозойские вулканогенные комплексы (хибеленская свита). Однако все разности хибеленских вулканитов, которые мы наблюдали, не имеют визуального сходства с вулканитами этого разреза. Возможно, что вулканиты водораздела Хейрем – Риты, предвещающие накопление голоуспенской свиты, не относятся к хибеленской свите, а имеют более молодой возраст. Столь ошеломляющие характеристики разреза Хейрем – Риты дают основание надеяться, что при получении по нему валидных геохронологических, изотопно-геохимических, палеомагнитных и других данных эдиакарский «золотой гвоздь» GSSP переключается из Южной Австралии в Россию.

** Более подробная характеристика этого разреза представлена в работе [2].

Кардинальные изменения в составе голоуспенской свиты происходят уже в ~20 км к север–северо-востоку от Хейрем – Риты. На западном склоне Байкальского хребта в районе перевала Солнце-Падь на породах хибеленской свиты (вишневые алевролиты и перекрывающие их порфириды) залегает пачка (~10–20 м) разногальечно-валунных полимиктовых конгломератов, включающих в том числе гальки порфиритов. Мы рассматриваем эти конгломераты как базальный горизонт голоуспенской свиты. Выше залегает довольно однородная, фрагментарно обнаженная толща, представленная преимущественно кварцевыми, в том числе косослоистыми песчаниками, гравелитами и мелкогальечными конгломератами, общей мощностью не менее 100 м. Непосредственный контакт этой толщи с базальными конгломератами не обнажен. К юго-западу от перевала Солнце-Падь в долине р. Бол. Лены после обширного необнаженного участка (~300 м вкост простираания структуры – курумные развалы, представленные терригенными породами), в скальном берегу безымянного озера обнажены черные оолитовые известняки и мергели, типичные для улунтуйской свиты.

Более полное представление о терригенном типе разреза голоуспенской свиты Северного Прибайкалья дает разрез, вскрытый по правому борту долины р. Черемшанка (р-н мыса Бол. Черемшанный) на восточном склоне Байкальского хребта в ~70 км к север-востоку от перевала Солнце-Падь. Здесь на метагэбброидах фундамента (непосредственный контакт «по техническим причинам» наблюдать не удалось, но мы не исключаем его наличие) залегает толща кварцевых песчаников и гравелитов общей мощностью не менее 200–250 м. Вверх по разрезу этой толщи породы обогащаются органическим веществом. В этом же направлении происходит смена грубых косослоистых песчаников параллельно-слоистыми мелкозернистыми песчаниками, а в цементе появляется карбонатный материал. Вероятно, верхняя часть этого разреза является переходной между голоуспенской и улунтуйской свитами, однако далее разрез по сбросо-взбросовой границе контактирует с комплексами фундамента.

Материалы, полученные в ходе нашего «трансбайкальского круиза», позволяют сделать некоторые предварительные выводы. Очевидно, что в начале голоуспенского времени единого прибайкальского прогиба не существовало. Разнообразие фаций, представляющих голоуспенскую свиту, связано с локальными особенностями эволюции системы разобнесенных бассейнов, при этом наиболее мощные разрезы представляют их центральные части. Вероятно, происхождение этих бассейнов связано с процессами рифтогенеза, что подчеркивается присутствием вулканической примеси на разных уровнях голоуспенской свиты и редкими малыми интрузиями, прорывающими свиту. Мы полагаем, что нижняя граница голоуспенской свиты неизохронна; в частности, в разрезах Центрального Прибайкалья (р. Сарма) и Северного Прибайкалья (Солнце-Падь и более северные разрезы) полностью выпадает гляциальная и постгляциальная часть осадочной последовательности, наиболее полно представленная в разрезах Хейрем – Риты и Средние Хомуты. Толщу кварцевых песчаников, представляющих основание свиты в северных разрезах и в Центральном Прибайкалье, с определенной долей условности можно соотносить с кварцитопесчаниками средней части голоуспенской свиты разреза Хейрем – Риты. Мы считаем, что массовое появление зрелого кварцевого материала, предшествовавшего карбонатонакоплению и углублению бассейна в улунтуйское время, не случайно и имеет региональный масштаб. Аналогичным образом построена эдиакарская постгляциальная последовательность на западном склоне Алданского щита, где терригенно-карбонатная постледниковая толща (кумах-улахская свита) перекрыта кварцевыми песчаниками («проникающими» из периферических частей внутрь Сибирской платформы) и надстраиваемыми их доломитами (сеньская свита). Мы полагаем, что поступление в бассейны зрелого материала и трансгрессия связаны с полным освобождением Сибирской платформы и, вероятно, планеты в целом от покровных оледенений криогения, подъемом уровня Мирового океана, усилением гидрологического цикла и переотложением материала ледниковых пустынь, древних кор выветривания и др.

Исследования соответствуют темам государственных заданий ИФЗ РАН и ГИН РАН. Полевые работы вдоль западного побережья оз. Байкал в июне – августе 2021 г. проведены за счет средств РФФИ (проект № 19-05-00794). Лабораторное изучение полевого материала и подготовка доклада выполнены за счет средств РНФ (проект № 21-77-10106).

[1] Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Гладкочуб Д.П. и др. Отложения рифтогенного этапа развития пассивной окраины Палеоазиатского океана (Байкальский сегмент) // ДАН. 2018. Т. 478. № 5. С. 566–569. doi:10.7868/S0869565218050158.

[2] Латышева И.В., Шаццло А.В. Голоуспенская свита на водоразделе Хейрем – Риты: к стратиграфии и тектонике Западного Прибайкалья (вести с полей) // Геодинамическая эволюция литосферы Цен-

трально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 19. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 148–149 (наст. сборник).



ПЕРВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПОРОД ХАРАЛЬСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО БЛОКА: ВРЕМЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

С.И. Школьник¹, Е.Ф. Летникова², Д.Н. Шаповалов³,
Е.И. Демонтерова¹, А.В. Иванов²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sink@crust.irk.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

³ Кызыл, ООО «Тардан Голд»

Харальская структурно-формационная зона (Харальский метаморфический террейн, Харальский выступ) расположена в центральной части Восточной Тувы (бассейны рек Бий-Хем, Харал, Ойна и др.). С юго-запада эта зона ограничена толщами Тувино-Монгольского массива, с севера по Азасско-Жомболокскому разлому граничит с Хамсаринским террейном и на юго-западе – с участками распространения нижнекембрийских пород Улугойской зоны. Согласно [1, 2 и др.], толщи Хамсаринского, Харальского и Улугойского террейнов являются составными частями крупной Кузнецко-Тувинской (или Тувино-Монгольской) венд-кембрийской островной дуги и представляют собой островодужный (Хамсаринский) и задуговой (Харальский и Улугойский) сегменты этой системы [2].

Данных о составе Харальского метаморфического блока, сложенного метаморфизованными породами харальской и перекрывающей ее охемской свиты, практически нет. Согласно [3], в составе харальской серии выделяется нижняя (вулканогенная) и верхняя (терригенная) часть. По данным проведенных по крупномасштабной съемке работ [4] было предложено выделить харальскую серию с нижней демиржинской и верхней ойнинской свитами. Нижняя свита существенно терригенная и представлена различными сланцами и мраморами. Верхняя ойнинская – вулканогенная, сложена преимущественно базальтами и риодацитами. Т.е. был предложен вариант с обратным порядком положения вулканогенной и терригенной части харальской свиты. Однако в своих построениях и выводах мы придерживаемся все-таки первого варианта.

Известно, что в составе вулканогенно-осадочной харальской свиты присутствуют различные сланцы (актинолитовые, эпидотовые и графитистые), а также мраморы, амфиболиты и породы кремнистого состава. Ее подошва закартирована в бассейнах рек Бий-Хем и Билин, а подстилающие породы представлены мраморами айлыгской свиты [4]. Перекрывается харальская серия терригенно-вулканогенными отложениями охемской свиты с горизонтом конгломератов в основании, на которой, в свою очередь, согласно залегают вулканогенные породы туматтайгинской. Возраст харальской серии считается вендским, а перекрывающей охемской – нижнекембрийским [4]. Для толщ Харальского блока характерен зональный метаморфизм с повышением степени от мусковит-хлоритовой зоны (на западе) до роговообманковой (на востоке) [5].

Здесь следует упомянуть, что первичный состав пород уверенно распознается только в зонах с низкой степенью метаморфических преобразований. Но поскольку реконструкция состава протолита из зон с метаморфизмом, превышающим уровень зеленосланцевой фации, не проводилась, судить о первичном составе пород Харальского блока и их природе достаточно проблематично. Изотопно-геохронологические исследования толщ этого террейна до настоящего времени также не проводились.

Реконструкция первичной природы пород харальской свиты с использованием химического состава пород показала, что метавулканогенные и метатерригенные ассоциации характерны и для верхней, и для нижней части ее разреза. Поскольку для определения условий формирования метаморфических толщ более пригодны породы базитового состава, на начальных этапах мы использовали только их. Установлено, что породы нижней части харальской свиты по составу резко отличны от вулканитов верхней части разреза (по р. Харал). Для нижней части свиты типичен ряд от высокожелезистых толеитовых базальтов до дацитов и риолитов, сфор-

мированных в островодужных условиях. Для верхней части свиты характерно присутствие в ее составе вулканитов известково-щелочного ряда и высокомагнезиальных базальтов (MgO до 13 вес. %). Условия формирования пород верхней части свиты (разрез по р. Харал) типичны для отложений задуговых бассейнов с рассеянным спредингом. Позиция и условия формирования согласно перекрывающей охемской свите с галькой гранитоидов в составе конгломератов неоднозначны, но для метатерригенных пород обеих свит явно угадывается древний сиалический источник сноса.

Nd-изотопные исследования проведены в ЦКП «Геохронология и геодинамика» ИЗК СО РАН для разных по происхождению и составу пород Харальского блока. Полученный изотопный состав является показателем состава источников этих пород и отражает модельный Nd-изотопный возраст (T_{Nd} (DM-2st)). Породы основного состава, пользующиеся значительным распространением в нижней части харальской свиты, характеризуются высокими положительными величинами $\epsilon Nd(0.7) = +4.9 \dots +8.1$, близкими к деплетированной мантии. Породы кислого состава (андезиты, дациты) нижней части харальской свиты характеризуются высокими положительными величинами $\epsilon Nd(0.7) = +6.5 \dots +8.8$ (T_{Nd} (DM-2st) = 680–860 млн лет), что свидетельствует об их формировании за счет ювенильного материала с возрастом не древнее 870 млн лет. Среди источников сноса метатерригенных пород верхней части харальской свиты явно угадывается присутствие пород континентальной коры с возрастом древнее 1.0 млрд лет (T_{Nd} (DM-2st) = 1.0–1.1 млрд лет и $\epsilon Nd(0.7) = +3.0 \dots +4.7$) (разрез по р. Шенелик), а для пород из разреза по р. Харал древнее 1.6 млрд лет с более низкой величиной $\epsilon Nd(0.7) = -2.4$. Исходя из этих данных, можно предположить, что поступление в бассейн осадочного материала происходило как из древнекорового источника, так и из ювенильного, вклад которого мог быть различным в разных частях бассейна седиментации.

Методом LA-ICP-MS по цирконам были получены первые данные о возрасте толщ Харальского метаморфического террейна. Возраст самых молодых зерен цирконов из вулканита нижней части харальской свиты отвечает 730 млн лет. Кроме того, в породе присутствуют захваченные зерна циркона с возрастом от 2.1 до 2.9 млн лет. Возраст туффицитов из перекрывающей охемской свиты, полученный по 58 конкордатным значениям, отвечает 509.5 ± 2.9 млн лет. Таким образом, вулканиты нижней части харальской свиты могли образоваться в позднем рифее – венде. По цирконам из кислых туфов верхней части харальской свиты, отобранных в бассейне р. Харал, все полученные конкордантные значения (49 определений) имеют палеопротерозойский и архейский возраст и образуют на диаграмме соответственно два значимых пика (1800–1950 млн лет и 2400–2520 млн лет). Возраст самой молодой группы был получен по десяти значениям изотопного состава цирконов и отвечает 1800 млн лет. Небольшая группа цирконов (6 зерен) не образует статистически значимый пик и находится в диапазоне 2650–2950 млн лет. Разнообразие в возрастных палеопротерозойских и менее архейских популяциях отдельных зерен цирконов из кислых туфов указывает на их ксеногенную природу: цирконы были захвачены во время вулканической деятельности из подстилающих более древних пород и являются прямым свидетельством присутствия в строении Харальского террейна древней докембрийской континентальной коры с длительной историей развития от 2.9 до 1.8 млрд лет.

Таким образом, полученные по породам Харальского блока первые изотопно-геохимические данные позволяют заключить, что существенную роль в их источниках играли древнекоровые породы, особенно это относится к глубокометаморфизованным породам (разрез по р. Харал). Установлено резкое различие химического состава, условий формирования и источников сноса для пород верхней и нижней части харальской свиты. Эти данные могут свидетельствовать о том, что их образование, вероятнее всего, происходило в различных геодинамических условиях и в разное время, но вне связи с процессами, протекающими при становлении венд-кембрийской Тувино-Монгольской островодужной системы, частью которой он считался ранее.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00560).

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

- [3] *Геологическая карта СССР*. Масштаб 1:200000. Серия Западно-Саянская. Лист М-47-I и объяснительная записка. М., 1958.
- [4] *Зайкова Е.В.* Верхний протерозой Харальской структурно-формационной зоны (Тува) // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1978. С. 37–49.
- [5] *Скляров Е.В.* Метаморфизм черносланцевых формаций Тувы и Западного Саяна и некоторые вопросы их золотоносности: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1982. 186 с.



ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ – КАЙНОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОКА АЗИИ – ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ И ГЕОДИНАМИКИ ФОРМИРОВАНИЯ

В.В. Ярмолук

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

В пределах континентальной части востока Азии на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя широко проявлялась внутриплитная магматическая активность. Она протекала в виде импульсов сопряженных вулканических и тектонических процессов, результатом которых стал ряд пространственно разобщенных вулканических областей, объединяемых в Центрально-Азиатскую внутриплитную магматическую провинцию.

Геологическая эволюция провинции. Среди вулканических областей провинции наиболее крупными являются Южно-Хангайская (Гоби-Алтайская), Западно-Забайкальская и Восточно-Монгольская. Несмотря на пространственную и структурную разобщенность областей, их развитие протекало более или менее согласованно. В начале раннего мела (140–120 млн л.н.) в их пределах сформировался рифтовый каркас, представленный линейными системами горстов и грабенов. Рифтовые впадины были выполнены мощными толщами базальтов. Фаза платобазальтовых излияний завершилась проявлениями кислого магматизма (130–120 млн л.н.). В дальнейшей истории провинции кислые породы не формировались. К раннему этапу формирования провинции (140–120 млн л.н.) относятся также проявления карбонатитового магматизма в ассоциации с комплексами щелочных пород салического ряда. Более поздние этапы вулканизма (10 и более) отличались щелочно-базальтоидным уклоном и незначительными масштабами, с периодичностью до 10 млн лет они проявились в областях провинции, как правило, демонстрируя миграции центров магматизма по площади. Заметное усиление магматической активности произошло в позднем кайнозое. Ею были охвачены уже существовавшие к тому времени области, и возникли новые вулканические ареалы.

Схема корреляции магматических событий в пределах вулканической провинции приведена на рис. 1. Сходство в развитии пространственно и структурно не связанных областей провинции свидетельствует о наличии у них общего источника магматизма.



Рис. 1. Схема корреляции магматизма в вулканических областях внутриплитной провинции.

Магматическая эволюция провинции. В крупных вулканических областях провинции магматизм начала раннего мела представлен преимущественно базальтами повышенной щелочности, с которыми нередко ассоциируют кислые породы, являющиеся продуктами корового плавления, вызванного тепловым воздействием основных магм. От базальтов OIB типа базальты этого возраста отличаются более высокими содержаниями РЗЭ и наличием Ta-Nb минимума.

Начиная со второй половины раннего мела в различных областях провинции формировались только основные породы. В их геохимических спектрах последовательно во времени исчезает Ta-Nb минимум и породы становятся геохимически подобными OIB.

Изотопные источники магматизма провинции демонстрируют смешение подлитосферных и литосферных источников. Подлитосферный источник магм близок к составу PREMA. Литосферные источники представлены верхней корой, определяющей обогащение расплавов радиогенным Sr, и нижней корой или литосферной мантией, вызывающими обеднение расплавов радиогенным Nd. В наибольшей степени мантийному источнику отвечают позднекайнозойские базиты, составы которых на диаграммах $\epsilon\text{Sr} - \epsilon\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагаются в области схождения различных трендов вариаций изотопных составов основных пород провинции. Параметры этого источника можно оценить значениями $\epsilon\text{Sr} - 8 \pm 3$, $\epsilon\text{Nd} - 2.5 \pm 1.5$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 17.9 - 18.2$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 15.46 - 15.50$. Эти характеристики отличают его от состава деплетированной мантии, а также от состава литосферной мантии Центральной Азии, которая гетерогенна и формировалась в широком возрастном интервале от архея до позднего палеозоя в различных районах вулканической провинции. В параметрах модельных источников этот источник близок к составу PREMA. С учетом геологических, петрологических, геохимических и изотопных связей между разновозрастными проявлениями магматизма провинции следует заключить, что подобный источник участвовал в образовании провинции начиная с позднего мезозоя.

Модели формирования провинции. Для кайнозойской части провинции наиболее известными являются модели Жао и Ю.А. Зорина, предполагающие участие субдукционных процессов (в виде стагнированных слэбов) во внутриплитном магмообразовании. Однако такие слэбы не прослеживаются далеко под континент и не могут объяснить образование вулканических областей, удаленных от края континента более чем на 2000 км. О незначительной роли субдукционных процессов в формировании провинции в позднем мезозое указывает также отсутствие корреляции процессов вулканизма с движениями океанических плит в Тихом океане. Прежде всего, следует говорить о плите Изанаги, взаимодействовавшей с краем Азиатского континента. Она изменила вектор движения с субширотного на субмеридиональный в интервале 115–110 млн лет, что, очевидно, было связано со сменой астеносферных течений, определяемых общей глубинной геодинамикой мантии (рис. 2).

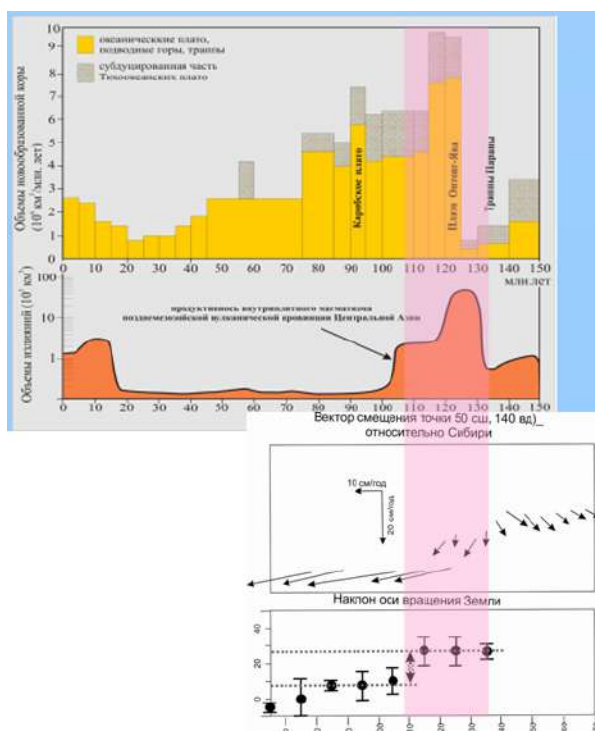


Рис. 2. Схема корреляции этапов продуктивности внутриплитного магматизма в пределах MZ2-KZ магматической провинции востока Азии с активностью глобальной системы мантийных плюмов (по Larson, Olson, 1991), а также с изменениями вектора движения литосферных плит и наклона оси вращения Земли по (Диденко, Ханчук, 2019).

Во внутриплитных районах востока Азии основная фаза активности пришлась на интервал 135–120 млн лет, что совпало с расколом Гондваны, образованием траппов Параны и началом образования плато Онтонг-Ява. Магматизм в пределах провинции предшествовал моменту смены режима конвергенции и не прекратился после нее. Связь провинции с внутриплитной активизацией Земли в начале раннего мела позволяет предположить, что ее формирование было инициировано горячим полем мантии, появившимся в основании восточной части Азиатского континента около 140 млн л.н. По-видимому, это горячее поле отвечает ветви Тихоокеанского суперплюма.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Адамская Е.В. 120
Алексеев И.А. 197
Андреев А.А. 197, 200
Анникова И.Ю. 35, 100
Аносова М.О. 244
Архипов М.В. 66
Ашепков И.С. 114
Бадмацыренова Р.А. 10
Базарова Е.П. 11, 205
Баранов В.В. 46, 49
Батсайхан Ц. 69
Безрукова Е.В. 224
Белозерова О.Ю. 109
Белоусова Е.А. 130
Беляев В.А. 92, 163
Блинов А.В. 83
Богомоллов Е.С. 197, 200
Боланар А. 69
Брагин В.Ю. 94, 97
Бровченко В.Д. 160
Бродникова Е.А. 14
Брозозовски М. 160
Будяк А.Е. 83
Булгатов А.Н. 43
Буслов М.М. 16, 19, 145
Бучнев И.Н. 120
Ванг К.-Л. 86, 214
Ванин В.А. 22
Варас-Реус М. 160
Васильева И.М. 123
Вахромеев А.Г. 24, 27, 170, 229, 241
Великославинский С.Д. 120, 197, 200
Ветлужских Л.И. 126
Ветров Е.В. 31, 33
Ветрова Н.И. 33
Владимиров А.Г. 35, 100
Владимиров В.Г. 71
Волосов А.С. 247
Волчек Е.Н. 52
Воронцов А.А. 38
Врублевская Т.Т. 250
Галанин А.А. 109
Гладков А.А. 156
Гладкочуб Д.П. 40, 77, 86, 158, 177
Гладкочуб Е.А. 92
Гордиенко И.В. 43
Горлов И.В. 27, 170
Горовой В.А. 120
Горожанин В.М. 130
Горожанина Е.Н. 130
Горохов И.М. 123
Горячев Н.А. 83
Готтман И.А. 191
Гриненко В.С. 46, 49
Гурова А.В. 52, 56
Гусев А.И. 58
Гусев Н.И. 58, 60
Дамдинова Л.Б. 250
Данилов Б.С. 205
Данилова Ю.В. 205
Данукалова М.К. 140
Демонтерова Е.И. 63, 77, 257
Демьянович В.М. 103
Денисенко И.А. 156
Десяткин В.Д. 234
Диденко А.Н. 66
Добрынина А.А. 69
Докукина К.А. 71, 74
Долгобородова К.Д. 250
Донская Т.В. 40, 77, 86, 158, 177
Дорогогопец П.И. 80
Дриль С.И. 38, 163
Дубенский А.С. 130, 134, 140, 231
Дулмаа Б. 69
Душкин Е.П. 38
Дымшиц А.М. 80
Дьячков Б.А. 35
Ершова В.Б. 189
Ефремов С.В. 83
Ефремова У.С. 86
Жиличева А.Н. 160
Зайцев А.В. 71
Звягин Е.М. 89
Зимановская Н.А. 35
Зуева О.А. 244
Зюзин Ю.М. 89
Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 63, 92, 109, 160, 186
Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 257
Изох А.Э. 38, 236
Изьюрова Е.С. 244
Кадильников П.И. 221
Казанский А.Ю. 94, 97
Какоурова А.А. 103
Каменецкий В.С. 92, 160
Каримов А.А. 163
Карпов А.В. 100
Карпунин М.И. 89
Каурова О.К. 121, 126
Кёниг С. 160
Киричкова А.И. 49
Ключевская А.А. 103
Ключевский А.В. 103
Ковач В.П. 40, 120, 181
Козловский А.М. 105, 128, 203
Колесников А.В. 107, 234
Колесникова А.А. 134, 231
Колмаков А.В. 27, 170
Комарицына Т.Ю. 38
Комарова А.В. 109
Константинов К.М. 111
Константинова Г.В. 123
Корнилова Т.Н. 24
Костинский А.Ю. 92
Костровицкий С.И. 114
Котлер П.Д. 56, 117, 247
Котляров А.В. 145, 209
Котов А.Б. 40, 120
Кочнев Б.Б. 121
Крук Н.Н. 117
Кудымов А.В. 66
Кузнецов А.Б. 121, 123, 126
Кузнецов Д.В. 191
Кузнецов М.В. 128, 203
Кузнецов Н.Б. 130, 134, 188, 231, 234
Кузьмина О.Н. 35
Кузьмичев А.Б. 137, 140
Куйбида М.Л. 117, 142
Куликова А.В. 117, 145, 247
Лавренчук А.В. 158
Лаврушина Е.В. 188
Латышева И.В. 148, 234, 252
Лебедев В.А. 128
Лебедева Ю.М. 200
Леонов М.Г. 150, 153
Леснов Ф.П. 89, 174
Летникова Е.Ф. 14, 257
Ли Х.-Я. 86, 214
Лунина О.В. 156
Ляпунов С.М. 130, 134, 231
Мазукабзов А.М. 22, 77, 86, 158, 229
Малышев С.В. 186
Марусин В.В. 121
Марфин А.Е. 160
Матасова Г.Г. 94, 97
Матушкин Н.Ю. 221
Медведев А.Я. 163
Мейснер А.Л. 27, 170
Милюкова А.Г. 165
Минина О.Р. 126
Миронов Ю.Б. 168
Мисюркеева Н.В. 24, 27, 170
Михеев Е.И. 35, 100
Монгуш А.А. 89, 174
Московский Д.В. 231
Мотова З.Л. 177
Мурзинцев Н.Г. 35
Нагата М. 66
Никифоров А.В. 38
Никишин А.М. 231
Новикова А.С. 134, 231
Овчинников Р.О. 181
Ойдул Ч.К. 89, 174
Окина О.И. 74
Орсоев Д.А. 43
Ото Ш. 66
Параев В.В. 183
Пасенко А.М. 186
Пашкова Г.В. 109, 160
Пеллинен В.А. 109
Перфилова А.А. 52, 56
Перфилова О.Ю. 38
Песков А.Ю. 66
Писаревский С.А. 40
Пихутин Е.А. 31
Покровский Б.Г. 134
Поспеев А.В. 229
Постников А.В. 244
Постникова О.В. 244
Пржиялговский Е.С. 188
Прияткина Н.С. 121, 189
Пушкарев Е.В. 92, 191
Рагозин А.Л. 214
Радомская Т.А. 160
Разумовский А.А. 244
Рассказов С.В. 193
Рахмуни А. 69
Резницкий Л.З. 63
Реутский В.Н. 160
Ризванова Н.Г. 38, 123
Римский А.А. 107, 234
Родионов Н.В. 197, 200, 221
Романюк Т.В. 130, 134, 231, 234
Рудько С.В. 107
Рыцк Е.Ю. 197, 200
Рязанцев А.В. 191
Саватенков В.М. 105, 128, 203
Савельева В.Б. 11, 205
Савинский И.А. 52, 56
Самауали А. 69
Саньков В.А. 69
Саранина Е.В. 193
Сафонова И.Ю. 52, 56, 208
Себбани Дж. 69
Семенова Д.В. 117, 145, 247
Симонов В.А. 145, 209
Ситкина Д.Р. 186
Скляр Е.В. 77, 158, 212
Скобленко (Пилицына) А.В. 165
Сковитина Т.М. 120
Скрипников М.С. 126
Скузоватов С.Ю. 214
Смирнов А.С. 27, 170
Смирнов Ю.В. 217, 219
Советов Ю.К. 221
Содерлунд У. 40

Соловецкая Л.В. 221
Солотчин П.А. 224
Солотчина Э.П. 224
Солошенко Н.Г. 33
Сомсикова А.В. 244
Сорокин А.А. 181
Станевич А.М. 24, 226, 229
Степанова Н.И. 24
Стороженко А.А. 140
Страшко А.В. 134, 231
Сунь Йи-минь 193
Сысоева А.О. 130, 234
Табакаева Е.М. 58
Терехова В.А. 234
Толмачева Е.В. 197, 200
Травин А.В. 35, 145
Туркина О.М. 236

Уваров А.Н. 31, 89
Уренко Р.А. 24
Федосеенко А.М. 197, 200
Федотова А.А. 244
Федюкин И.В. 239
Филинов И.А. 94, 97
Фомин В.А. 241
Хаин Е.В. 244
Ханчук А.И. 208
Харнафи М. 69
Хромых С.В. 117, 247
Хубанов В.Б. 77, 140, 177, 250
Худолей А.К. 189
Цыганков А.А. 250
Чечельницкий В.В. 69
Чубаров В.М. 109
Чувашова И.С. 193

Шаповалов Д.Н. 257
Шарыгин И.С. 80, 92, 251
Шацилло А.В. 148, 234, 239, 252
Шацкий В.С. 214
Шемин Г.Г. 24
Шешуков В.С. 71, 74, 130, 134, 231
Школьник С.И. 257
Шпакович Л.В. 203
Шутов Г.Я. 24
Шушуев О.И. 142
Щетников А.А. 94, 97, 224
Эрнст Р.Е. 40
Юдин Д.С. 22, 205
Яковлев Д.А. 114
Ярмолюк В.В. 38, 105, 128, 260
Ясныгина Т.А. 193
Xu W.L. 181

Научное издание

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

Материалы научного совещания

(19–22 октября 2021 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Ответственный редактор

чл.-корр. РАН *Скляров Евгений Викторович*

Составители сборника

д.г.-м.н. *Донская Татьяна Владимировна*

к.г.-м.н. *Мотова Зинаида Леонидовна*

Литературный редактор

Е.А. Балукова

Н.Г. Балукова

Оформление авторское

Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

Подписано в печать **XX.XX** 2021 г. Формат 60×90/8.
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. . Усл. печ. л. . Тираж 100 экз. Заказ .

Отпечатано в Институте географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1.