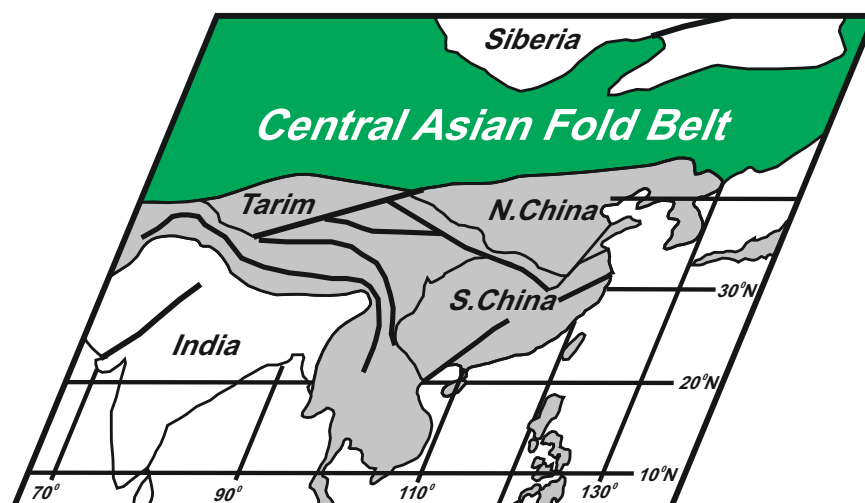




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА ↘
К КОНТИНЕНТУ



Материалы конференции

ВЫПУСК 23

ИРКУТСК
2025

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

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

**Материалы научной конференции
Выпуск 23**

(14–18 октября 2025 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

**ИРКУТСК
2025**

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 научной конференции. Вып. 23. 14–18 октября 2025 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск / ответственный редактор Е.В. Складов, председатель Оргкомитета Е.В. Складов; Сибирское отделение РАН, Институт земной коры СО РАН. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2025. – 262 с.

В сборнике представлены труды XXIII Всероссийской научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Основная тематика конференции:

1. Ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопротерозой).
2. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана (палеозой – мезозой).
3. Тектоника, геодинамика, орогенез.
4. Внутриплитная активность, горообразование и палеоклиматические изменения в мезозое и кайнозое Центральной Азии.
5. Палеомагнетизм и пространственно-временные реконструкции Центрально-Азиатского пояса и его обрамления.
6. Металлогеническая эволюция и условия проявления рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса.
7. Эволюция восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем докембрии – палеозое (специальная секция, посвященная 100-летию со дня рождения д.г.-м.н. В.Г. Беличенко).
8. Методы аналитической химии и геохронологии для палеогеодинамических реконструкций и изучения месторождений (школа молодых ученых, https://crust.irk.ru/newsabout_807.html).

Председатель Оргкомитета конференции

чл.-корр. РАН Е.В. Складов (ответственный редактор)

Заместитель председателя Оргкомитета, председатель программного комитета

чл.-корр. РАН Д.П. Гладкочуб

Ученый секретарь конференции, заместитель председателя программного комитета

чл.-корр. РАН Т.В. Донская

Ответственный секретарь конференции

к.г.-м.н. З.Л. Мотова

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 12 от 23.09.2025 г.).

СОДЕРЖАНИЕ

<i>РАЗВИТИЕ АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ: ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ, РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ЭКСТРАКЦИЯ СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ</i> С.М. Аксенов	11
<i>ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ КИСЛЫЙ МАГМАТИЗМ В ПРЕДЕЛАХ ИЕЗО-ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРЕДДУГОВОГО БАССЕЙНА (ЮЖНЫЙ САХАЛИН)</i> И.А. Александров, А.И. Ханчук, Е.Б. Сальникова, С.Ю. Будницкий, Ю.В. Плоткина, А.А. Иванова	13
<i>СОСТАВ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМ ПОЗДНЕЮРСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ХАДА-БУЛАКСКОЙ ВПАДИНЫ</i> А.А. Андреев, И.А. Андреева, С.А. Устинов, Д.С. Лапаев, А.Д. Свечеревский	15
<i>УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ ИТАНЦИНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> Д.Ц. Аюржанаева, А.М. Федоров, Э.А. Очирова	18
<i>U-Pb ВОЗРАСТ ГРАНИТОВ УБУР-ТАШИРСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ</i> Р.А. Бадмацыренова	20
<i>ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД КУРУМКАНСКОЙ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ЩИТА</i> В.В. Бортников, С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Ю.В. Плоткина, Т.М. Сквитина, K-L. Wang, H-Y. Lee	22
<i>ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ</i> И.В. Брагин, И.А. Александров, А.А. Павлов	24
<i>ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ И ГЛУБИННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АРКТИКЕ</i> И.В. Буддо, Н.В. Мисюркеева, И.А. Шелохов, А.А. Черных	26
<i>ОБЩАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БОДАЙБИНСКОГО И ОЛОКИТСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ</i> А.Е. Будяк, С.Ю. Скузоватов, Ю.И. Тарасова	28
<i>СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВАЛУНОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ТУФОКОНГЛОМЕРАТАХ ОТУКДАШСКОЙ СВИТЫ ОРДОВИКА СИСТИГХЕМСКОГО ПРОГИБА (ТУВА)</i> Д.Д. Булгакова, А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова	31
<i>АПАТИТОНОСНЫЕ ГАББРО-ДИОРИТЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i> Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков, Е.И. Ласточкин	33
<i>ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮЖНОЙ СИБИРИ В ВЕНДЕ – ПАЛЕОЗОЕ</i> М.М. Буслов, В.Д. Зиндобрый, А.В. Травин	35
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ПОДХОДОВ К ОСВОЕНИЮ НИЗКОПРОНИЦАЕМЫХ КОЛЛЕКТОРОВ (ТРИЗ) ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ</i> Р.Р. Валеев, А.Т. Ахмадишин, М.В. Лапина, С.С. Бетехтин, Н.А. Игнатьев	38
<i>БУРЕНИЕ НА ЛИТИЕНОСНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ РАССОЛЫ, ИСПЫТАНИЕ ПРОДУКТИВНОГО ОБЪЕКТА: ПЕРВЫЙ ОПЫТ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i> А.Г. Вахромеев, И.А. Тиханович, С.А. Сверкунов, В.Н. Федоров, Ю.К. Ланкин, М.А. Данилова, А.Г. Малышев	41

<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КУРУМКАНСКОЙ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ЩИТА</i> С.Д. Великославинский, В.В. Бортников, Е.Б. Сальникова, А.Б. Котов, Е.В. Толмачева, В.П. Ковач, Ю.В. Плоткина, Т.М. Сквитина, Н.Ю. Загорная	44
<i>ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ИКАТСКОГО ХРЕБТА (ДАВЫКШИНСКАЯ И ИКАТСКАЯ СВИТЫ)</i> Л.И. Ветлужских, М.С. Скрипников	46
<i>ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СПАССКОЙ СЕРИИ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)</i> Н.И. Ветрова	48
<i>ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС МЕТАПЕСЧАНИКОВ САКУКАНСКОЙ СВИТЫ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА – НАИБОЛЕЕ ДРЕВНИЙ НАДЕЖНЫЙ ПОЛЮС СИБИРСКОГО КРАТОНА?</i> В.Ю. Водовозов, А.П. Беляков	50
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sr-Nd ИЗОТОПНЫЕ ПРИЗНАКИ СИЛИКАТНОЙ И КАРБОНАТНОЙ АССИМИЛЯЦИИ В ДЕВОНСКОЙ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТЕФРИТ-ИЙОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ УРЮПСКОГО СЕКТОРА МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА</i> А.А. Воронцов	52
<i>ФЕНОМЕН «LOST AND FOUND»: СВИДЕТЕЛЬСТВА ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ ИНТЕРВАЛА 2.40–2.10 МЛРД ЛЕТ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская	54
<i>ТЕПЛОВОЙ ПОТОК, ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ И ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ТРЕЩИННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА</i> В.А. Голубев	57
<i>СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ ГРАНИТОИДОВ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ</i> Т.А. Гонегер	60
<i>СТРАТИФИЦИРОВАННЫЙ МЕГАЦИКЛ – ЮВЕНИЛЬНАЯ ЕДИНИЦА ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ СТРУКТУР КЛАССА ТРОГОВ, ПРОГИБОВ И ВПАДИН ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТОВ ЗЕМЛИ</i> В.С. Гриненко, В.В. Баранов, Т.И. Васильева	63
<i>МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ АБАКАНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОГО САЯНА</i> Н.И. Гусев	66
<i>ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ГОРНОМ АЛТАЕ</i> Н.И. Гусев, О.М. Попова, А.Л. Пономарев	69
<i>МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЛИТИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ РАССОЛОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЙ</i> М.А. Данилова, А.Г. Вахромеев, А.Т. Корольков, Е.В. Демидова	72
<i>ДРЕВНИЕ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> М.А. Данилова, А.Г. Вахромеев, А.В. Левин, А.В. Кириухин, А.В. Сергеева	75
<i>ОБЛОМОЧНЫЕ ТОЛЩИ СЕРЕДИНЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i> М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, Д.А. Сарапулова, А.С. Дубенский	78

<i>ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ НАУЧНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ И МЕХАНИЗМЕ ЗАПОЛНЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ПРОГИБОВ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ</i> К.И. Данцова	81
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПИРОКСЕНИТОВОГО ИСТОЧНИКА МАГМ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА</i> Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов	84
<i>МАГНИТОАКТИВНЫЙ СЛОЙ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕГО ГЛУБИНУ</i> А.Н. Диденко, М.Ю. Носырев, Г.З. Гильманова, М.Д. Хуторской	86
<i>МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ «ПОРТРЕТ» ГОРОДА</i> А.А. Добрынина, С.А. Король, В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий, Е.В. Брыжак	89
<i>ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ПАССИВНОЙ СЕЙСМИКИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ РАЗРЕЗА НА ПРИМЕРЕ КОВЫКТИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ</i> А.А. Добрынина, А.В. Саньков, В.А. Саньков	91
<i>U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА И ТИТАНИТА ИЗ ПОРОД В ПОДОШВЕ КОЛВИЦКОГО ГРАНУЛИТОВОГО НАДВИГА</i> К.А. Докукина, В.С. Шешуков, А.Н. Конилов, А.В. Куликова	94
<i>НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ДОЛЕРИТОВ БАЙКАЛЬСКОГО РОЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.Б. Котов, А.М. Мазукабзов, Е.Б. Сальникова, Е.В. Скляр, Е.И. Демонтерова, А.В. Лавренчук, У.С. Ефремова, В.П. Ковач, Е.Е. Бадашкова	96
<i>РОЛЬ БАКТЕРИЙ В ОБРАЗОВАНИИ ВЕНЧАЮЩИХ ДОЛОМИТОВ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ</i> А.В. Драздова, С.В. Рудько	99
<i>ИЗУЧЕНИЕ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ЗОНАЛЬНОГО ОЛИВИНА ИЗ МЕЙМЕЧИТОВ КОНТОЗЕРСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) МЕТОДОМ LA ICP MS</i> А.М. Дымшиц, Ю.А. Михайлова, А.А. Каримов, Е.А. Гладкочуб	101
<i>ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ ТОНОДСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> У.С. Ефремова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, Н.А. Гребенкин, Н.В. Брянский, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов	103
<i>ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ (УСОЛЬСКИЙ РАЙОН ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ)</i> А.И. Жукова, П.А. Часовитин, И.В. Буддо, И.А. Шелухов, А.А. Черных	107
<i>ГЕНЕРАЛЬНЫЙ ПЛАН Г. ИРКУТСКА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ</i> Н.В. Иванова, Л.П. Бержинская	109
<i>МЕЗОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ АКИТСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ИНТРУЗИВА И ЕГО СВЯЗЬ С ПРОЯВЛЕНИЕМ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ (СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ)</i> И.А. Избродин, А.Г. Дорошкевич, А.Е. Старикова, М.О. Рампилов, В.Б. Хубанов, Д.В. Семенова	112
<i>РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ИГЕТЕЙ (СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ) ПО ДАННЫМ КОЭРЦИТИВНОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ</i> А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов	115

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ НА ОКРАИНЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И.В. Кармышева, В.Г. Владимиров, В.А. Яковлев, Д.В. Семенова, А.Е. Смолякова, Е.Д. Зюков	118
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ДАЙКОВОГО ПОЯСА ЦАГАН-УЛА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) М.И. Карпова, А.В. Никифоров, А.М. Козловский	121
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТИТОВ ИЗ УГЛЕРОДИЗИРОВАННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОСПИНО-КИТОЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, РОССИЯ) О.Н. Киселева, Е.В. Айриянц, Д.К. Беянин, С.М. Жмодик	124
СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСТРОВА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОГО ОКЕАНА А.М. Козловский, В.В. Ярмолук, В.М. Саватенков, Ch. Tumurchudur	126
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВРЕМЕНИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ КАРАТАУ-ДЖЕБАГЛИНСКОГО БЛОКА (БОЛЬШОЙ КАРАТАУ, КАЗАХСТАН) К.К. Колесов, Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов	128
АКСОНОКЛИНАЛИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА С.Ю. Колодяжный, Н.Б. Кузнецов, Е.И. Махиня, К.И. Данцова, Т.В. Романюк, Г.Е. Парфенов	130
ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДАЙКИ ДОЛЕРИТОВ КОЛЛИЗИОННОГО ШВА СИСТЕМЫ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН (ПОС. ЕЛАНЦЫ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) К.М. Константинов, Е.В. Скляр, Х. Чжан, Л.Р. Косарева, И.К. Константинов, Г.К. Константинов, Я. Чен	133
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, С.Д. Великославинский	136
ИЗОТОПНЫЙ (С, О, Sr) СОСТАВ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ НИЗОВ БАРАТАЛЬСКОЙ СЕРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ Б.Б. Кочнев, Н.И. Ветрова, Е.В. Ветров, Г.А. Карлова	138
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА СИБИРИ Д.А. Кошкар, А.Г. Дорошкевич, И.Р. Прокопьев, Е.Ф. Летникова, И.С. Шарыгин	141
ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ КАДРИНСКОЙ СВИТЫ ГОРНОАЛТАЙСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА А.К. Крутикова, И.Ю. Сафонова, А.А. Перфилова, О.Т. Обут	144
ГРАНИТЫ ДАХОВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА) – ВОЗРАСТ, СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ Н.Б. Кузнецов, Ю.А. Бишаев, Т.В. Романюк, М.М. Буслов, С.Ю. Колодяжный, Е.И. Махиня, К.И. Данцова, А.А. Разумовский, М.А. Фидлер	146
РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВРЕМЕНИ И МЕХАНИЗМЕ ВОЗДЫМАНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ТЕКТОНИЧЕСКОМ ТИПЕ ПРЕДКАВКАЗСКИХ ПРОГИБОВ Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк	150

<i>ВЕРОЯТНЫЕ АНАЛОГИ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРДИНСКОЙ СВИТЫ В КИСЕЛИХИНСКОМ ТЕРРЕЙНЕ (СЕВЕРО-ЗАПАД ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)</i> А.Б. Кузьмичев, Е.Ф. Бабицкий, М.К. Данукалова, А.С. Дубенский	153
<i>СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН)</i> А.В. Кушнарeva, Д.В. Алексеев, А.К. Худолей	156
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ</i> В.С. Ланцева, О.Р. Минина, И.В. Гордиенко	158
<i>О НЕКОТОРЫХ ПАРАДОКСАХ ЛИТОТЕКТОНИКИ</i> М.Г. Леонов	161
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И U-Pb ИЗОТОПНОМУ ВОЗРАСТУ ЦИРКОНОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ</i> Ф.П. Леснов, А.А. Монгуш	164
<i>ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ В СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИСТИГХЕМСКОГО ПРОГИБА ТУВЫ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ</i> Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов, Д.Д. Булгакова, С.И. Школьник	166
<i>ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ В.Г. БЕЛИЧЕНКО ПРИ ТЕРРЕЙНОВОМ АНАЛИЗЕ КАК ОСНОВА СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА</i> Е.Ф. Летникова, С.И. Школьник, Л.З. Резницкий	168
<i>МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПИКРИТ-ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: Rb-Sr и ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd СИСТЕМАТИКА</i> И.И. Лиханов, П.С. Козлов, А.Д. Ножкин, Ю.Л. Ронкин	170
<i>ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА РАННЕГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> И.И. Лиханов, А.А. Крылов	173
<i>СТРУКТУРА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗУНДУК ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i> А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук	176
<i>ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ЦИРКОНА ИЗ ПЛИОЦЕНОВЫХ ГРАВИЙНЫХ ГАЛЕЧНИКОВ СОЧИ-АДЛЕРСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА)</i> Е.И. Махиня, С.Ю. Колодяжный, М.А. Устинова, К.И. Данцова, Е.А. Шалаева	178
<i>СЕРЕБРО В ВУЛКАНИТАХ УРИГОЛЬСКОГО ГАЙОТА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)</i> А.Я. Медведев, М.А. Горнова, И.В. Гордиенко, А.А. Каримов, В.А. Беляев	181
<i>ВЛИЯНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАДВИГОВОГО ПОЯСА НА ФОРМИРОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В ФОРЛАНДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> Н.В. Мисюркева, А.Г. Вахромеев, И.В. Буддо	183
<i>U-Pb ВОЗРАСТ КУРТУШИБИНСКИХ ОФИОЛИТОВ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)</i> А.А. Монгуш	185
<i>U-Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД РАЙОНА ЧИКАНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АНГАРО-ЛЕНСКАЯ СТУПЕНЬ, ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)</i> З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.Г. Вахромеев, Е.А. Гладкочуб, У.С. Ефремова	186

<i>ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПЕСЧАНИКОВ НИЖНЕПЕРМСКОЙ АКСАУТСКОЙ СВИТЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА</i> А.С. Новикова	189
<i>РЕКОНСТРУКЦИЯ ПИТАЮЩЕЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИН ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)</i> А.С. Новикова, А.М. Козловский, В.В. Ярмолук	193
<i>ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ СКАРНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖУАНТОБЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)</i> А.С. Ныгманова, В.В. Коробкин	196
<i>АМФИБОЛИТЫ ТУЛОВЧИХИНСКОЙ СВИТЫ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА</i> Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин, В.П. Ковач, Н.М. Кудряшов	199
<i>АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ В ИЗУЧЕНИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ</i> А.Б. Перепелов, С.С. Цыпукова, Ю.Д. Щербачев, А.П. Жгилев, А.С. Коротков	201
<i>ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОБАЛЬТОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР В ТИХОМ ОКЕАНЕ</i> И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, И.А. Пуляева	203
<i>ШПИНЕЛЬ-ОЛИВИН-ПИРОПОВЫЕ ПЕРИДОТИТЫ МИНДЯКСКОГО ЛЕРЦОЛИТОВОГО МАССИВА – ФРАГМЕНТЫ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННОЙ МАНТИИ УРАЛА?</i> Е.В. Пушкарев	206
<i>ПИЛОТНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА И РУТИЛА ИЗ ПОРОД УРЛЕШСКОЙ, ШИДЖАТМАЗСКОЙ И ДОЛИНОНАРЗАННОЙ СВИТ БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА</i> Т.В. Романюк, А.В. Чефранова, Н.Б. Кузнецов, А.А. Разумовский, И.В. Латышева, А.В. Шаццло, И.В. Федюкин, К.И. Данцова, А.С. Новикова	209
<i>ОБ ОЦЕНКАХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В РАЗЛОМНЫХ УЗЛАХ</i> В.В. Ружич, Е.А. Левина	212
<i>АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕПЛОВИЗИОННОЙ СЪЕМКИ С ЦЕЛЬЮ КАРТИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ В УСЛОВИЯХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ</i> Д.А. Рукосуев, И.А. Шелухов, А.А. Черных, И.В. Буддо	214
<i>ПРОЯВЛЕНИЯ КИСЛОГО ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В КАЙНОЗОЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (УДОКАН, РОССИЯ; ЧАНБАЙШАНЬ, КИТАЙ): ПРИЧИНЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ</i> В.М. Саватенков, О.А. Андреева, В.В. Ярмолук	216
<i>ПРЕВЕНТИВНЫЕ ЗАДАЧИ ОБЕСПЕЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ИСТОРИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ИРКУТСКА (ГРАДОСТРОИТЕЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ)</i> О.И. Саландаева, Е.В. Пуляевская	218
<i>СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ МУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ)</i> В.А. Саньков, Д.П. Гладкочуб, О.П. Смекалин, А.А. Добрынина, А.В. Саньков, А.В. Лухнев, О.В. Белоусов, А.В. Парфеев	220
<i>АНОРТОЗИТ-ДОЛЕРИТОВЫЙ МИНГЛИНГ В РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СИЛЛАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> Е.В. Скляр, А.В. Лавренчук, А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская	222

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ ГИБРИДИЗАЦИИ ГРАНОДИОРИТОВ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)	225
А.Е. Смолякова, В.Г. Владимиров	
АККРЕЦИОННЫЕ И КОЛЛИЗИОННЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ	228
С.Д. Соколов, М.И. Тучкова	
ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫЕ РАСПЛАВЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ПО ДАННЫМ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ШПИНЕЛИ	229
А.Е. Старикова, Е.В. Складов	
БИМОДАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ДАВЕНДА-КЛЮЧЕВСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА	231
Ю.И. Тарасова, Ю.Д. Щербак	
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ДАЙКОВЫХ РОЕВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА)	234
О.М. Туркина	
МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ – АНАЛИЗ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ	236
М.И. Тучкова, С.Д. Соколов, Е.В. Ватрушкина	
РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КAVKAZA	238
И.В. Федюкин, А.В. Шаццлло, Т.В. Романюк, И.В. Латышева, К.И. Данцова, Н.Б. Кузнецов	
ДРЕВНИЕ БЛОКИ В ФУНДАМЕНТЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ: СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ	239
Ю.Ф. Филиппов, Г.В. Арапов	
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ТАМЧИНСКОГО БАЗИТОВОГО СИЛЛА ГУСИНООЗЕРСКОЙ ВПАДИНЫ: К ВОЗМОЖНОЙ РОЛИ МАГМАТИЗМА В УГЛЕФИКАЦИИ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ	242
В.Б. Хубанов, А.В. Филимонов, Д.С. Юдин, Т.Э. Багдасарян, Е.В. Бугдаева, Г.Д. Санжиев, А.М. Хубанова	
ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПРОГНОЗЕ ПРОВАЛОВ ГРУНТА В НУКУТСКОМ РАЙОНЕ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ	244
П.А. Часовитин, А.И. Жукова, И.В. Буддо, И.А. Шелохов, А.А. Черных	
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ НА ОСТРОВЕ КУНАШИР: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ	246
А.А. Черных, И.Ю. Кулаков, И.В. Буддо, А.В. Поспеев, И.А. Шелохов	
ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ МЕЙМЕЧИТАМИ И ФОИДИТАМИ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВА В МИНЕРАЛАХ	248
В.В. Шарыгин, Л.И. Панина, Д.В. Кузьмин, А.Е. Старикова	
ПОЛОЖЕНИЕ РАННЕЭДИАКАРСКОГО С-ИЗОТОПНОГО ЭКСКУРСА EN1 В РАЗРЕЗЕ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ	251
А.В. Шаццлло, И.В. Латышева, Н.Б. Кузнецов, А.В. Колесников, А.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский	
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПИТАТЕЛЕВСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА	254
Л.П. Шашкеева, И.В. Буддо, И.А. Шелохов, А.А. Черных, П.А. Часовитин, Д.А. Рукоуев	

<i>ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИКАТСКОГО ТЕРРЕЙНА (НА ПРИМЕРЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ГАРГИНСКОЙ «ГЛЫБЫ»)</i>	
С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, Е.И. Демонтерова, Л.З. Резницкий	257
<i>ПОЗДНЕМЕЗОZOЙСКАЯ – КАЙНОZOЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ</i>	
В.В. Ярмолук, А.М. Козловский, В.М. Саватенков	259
Авторский указатель	261
Приложение	
<i>ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ДЖИДИНСКОГО ГАЙОТА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ – РАННЕМ КЕМБРИИ (ЮГО- ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
В.В. Иванова, А.Б. Кузнецов, О.Р. Минина, М.С. Скрипников	263
<i>КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ: SR-ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ</i>	
А.Б. Кузнецов, О.Р. Минина, М.С. Скрипников, Л.И. Ветлужских, А.А. Гаврилова	265



РАЗВИТИЕ АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ: ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ, РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ЭКСТРАКЦИЯ СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ

С.М. Аксенов

Апатиты, ФИЦ Кольский научный центр РАН, aks.crys@gmail.com
Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Минералы щелочных массивов демонстрируют исключительное разнообразие состава и структурной сложности, связанное с эволюцией агпаитовых магм в специфических термодинамических условиях [1, 2]. Их кристаллохимические особенности (включая уникальные структурные типы, характер изоморфизма, распределения и накопления ряда элементов по позициям) служат индикаторами процессов магматической дифференциации и постмагматических преобразований [3]. Изучение минеральных ассоциаций позволяет выявлять закономерности накопления стратегических металлов в минеральных компонентах горных пород [4, 5].

Микропористые силикаты – характерные минералы щелочных пород и особенно их постмагматических производных: пегматитов, гидротермальных и метасоматических образований [6]. К ним относятся в первую очередь минералы с тетраэдрическими Si, Al (Be, B) каркасами. Микропористые минералы с гетерополиэдрическими каркасами [7], которые наряду с кремневыми тетраэдрами содержат полиэдры атомов переходных (Zr, Ti, Nb, Zr и др.) и редкоземельных элементов, отличаются от традиционных тетраэдрических цеолитов большим разнообразием химических составов, кристаллических структур и физико-химических свойств (основной интерес в таких соединениях прикован к их ионообменным, сорбционным и каталитическим свойствам), а определение условий их формирования в природе позволяет подобрать оптимальные компоненты и параметры для синтеза их аналогов [6, 8–10].

Фракционирование химических элементов в природных растворах и расплавах приводит к концентрации дефицитных компонентов в ряде микропористых минералов. При этом структурные данные могут быть использованы при разработке технологических схем экстрагирования и создания современных схем обогащения руд. Поиск новых эффективных и селективных экстрагентов для концентрирования, разделения и выделения лантаноидов и актиноидов, а также других сопутствующих стратегических металлов и ценных компонентов является важной задачей для современных технологических процессов, связанных с технологией извлечения редких, рассеянных и радиоактивных элементов из рудных концентратов различного минерального сырья. На примере эвдиалитового концентрата была показана эффективность использования стехиометрической бинарной смеси фосфорилподанда и четвертичных аммониевых солей для извлечения урана, тория, циркония, гафния, скандия и титана из растворов вскрытия [11–13]. В связи с большими балансовыми запасами эвдиалита (при значительной валовой концентрации РЗЭ и других стратегических металлов в данном минерале) такие результаты могут стать основой для новой промышленной технологии извлечения ценных рудных компонентов из эвдиалита, а также кондиционирования отходов при производстве редких и редкоземельных металлов из природного и техногенного сырья.

Работа выполнена в рамках госзадания № FMEZ-2024-0015.

- [1] Когарко Л.Н. Проблема генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
- [2] Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с.
- [3] Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2005. 200 с.
- [4] Kalashnikov et al. Rare earth deposits of the Murmansk region, Russia – A review // Economic Geology. 2016. V. 111, № 7. P. 1529–1559.

- [5] Козарко Л.Н. Новый геохимический критерий редкометалльного оруденения высокощелочных магм (Ловозёрское месторождение, Кольский полуостров) // Доклады РАН. 2019. Т. 487, № 4. С. 424–427.
- [6] Чуканов Н.В., Пеков И.В., Расцветаева Р.К. Кристаллохимия, свойства и синтез микропористых силикатов, содержащих переходные элементы // Успехи химии. 2004. Т. 73, № 3. С. 227–246.
- [7] Аксенов С.М., Чаркин Д.О., Банару А.М., Банару Д.А., Волков С.Н., Дейнеко Д.В., Кузнецов А.Н., Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В., Шкурский Б.Б., Ямнова Н.А. Модулярность, политипия, топология и сложность кристаллических структур неорганических соединений: обзор // Журнал структурной химии. 2023. Т. 64, № 10. С. 1–236.
- [8] Николаев А.И., Иванюк Г.Ю., Кривовичев С.В., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Герасимова Л.Г., Маслова М.В., Селиванова Е.А., Спиридонова Д.В., Коноплева Н.Г. Нанопористые титаносиликаты: кристаллохимия, условия локализации в щелочных массивах и перспективы синтеза // Вестник КНЦ. 2010. № 3. С. 51–62.
- [9] Аксенов С.М., Дейнеко Д.В. Кристаллохимия и дизайн новых материалов с минералоподобными структурами: взаимосвязь структурных особенностей с физическими свойствами // Вестник КНЦ. 2022. Т. 14, № 2. С. 7–16.
- [10] Suib S.L., Prech J., Szaniawska E., Cejka J. Recent advances in tetra- (Ti, Sn, Zr, Hf) and pentavalent (Nb, V, Ta) metal-substituted molecular sieve catalysis // Chemical Reviews. 2023. V. 123. P. 877–917.
- [11] Safiulina A.M., Lizunov A.V., Semenov A.A., Baulin D.V., Baulin V.E., Tsivadze A.Yu., Aksenov S.M., Tananaev I.G. Recovery of uranium, thorium, and other rare metals from eudialyte concentrate by a binary extractant based on 1,5-bis[2-(hydroxyethoxyphosphoryl)-4-ethylphenoxy]-3-oxapentane and methyl trioctylammonium nitrate // Minerals. 2022. V. 12 (11). P. 1469.
- [12] Сафиулина А.М., Баулин В.Е., Аксенов С.М., Цивадзе А.Ю., Тананаев И.Г. Фосфорилированные кислотные поданды: экстракционные и комплексообразующие свойства по отношению к актинидам и лантаноидам // Труды КНЦ РАН. Серия: Технические науки. 2023. Т. 14, № 2. С. 228–232.
- [13] Safiulina A.M., Lizunov A.V., Ivanov A.V., Borisova N.E., Matveev P.I., Aksenov S.M., Ivanets D.V. Uranium (VI), Thorium (IV), and Lanthanides (III) Extraction from the Eudialyte Concentrate Using the N,O-Hybrid Heterocyclic Reagents // Metals. 2025. V. 15, № 5. P. 494.



ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ КИСЛЫЙ МАГМАТИЗМ В ПРЕДЕЛАХ ИЕЗО-ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРЕДДУГОВОГО БАСЕЙНА (ЮЖНЫЙ САХАЛИН)

И.А. Александров¹, А.И. Ханчук¹, Е.Б. Сальникова², С.Ю. Будницкий¹,
Ю.В. Плоткина², А.А. Иванова²

¹ Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, alexandrov@fegi.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Латеральное расстояние от желоба до магматического фронта (магматического пояса) в пределах зон субдукции контролируется углом погружения субдуцирующей плиты таким образом, чтобы глубина мантийного клина над слэбом достигала области геотерм, превышающих температуру солидуса водосодержащего перидотита. Феномен магматизма на более близком расстоянии от желоба в пределах преддугового бассейна обычно объясняется различными механизмами проникновения подслэбовой астеносферы: субдукцией срединно-океанического хребта, разрывом слэба и т.п.

В Северо-Западной Пацифике острова Сахалин и Хоккайдо представляют собой единую систему, сформированную на восточной окраине Азиатского континента, с приключенными с востока фрагментами островных дуг. В качестве одной из крупных протяженных структур этой системы реконструируется меловой Иезо-Западно-Сахалинский преддуговой бассейн, представленный на Хоккайдо поясом Иезо, а на Сахалине – Западно-Сахалинским террейном. В центральной части Южного Сахалина позднемеловые отложения указанного террейна в узкой полосе в междуречье Сусуя – Найба прорываются дайками риолитов удальского комплекса малых гипабиссальных интрузий (рис. 1) [2]. В рамках ГГК-200 удальский комплекс был отнесен к раннему палеоцену на основании датировки 68 ± 2 млн лет, полученной К/Аг-методом по биотиту [2], что делает данные риолиты наиболее древними из известных кислых магматических пород о. Сахалин (за исключением плагиогранитов в составе офиолитовых комплексов).



Рис. 1. Геологическая позиция даек риолитов удальского комплекса на тектонической схеме Южного Сахалина (по [1], с изменениями).

Для уточнения возраста и изучения петрогенезиса риолитов удальского комплекса были отобраны образцы из самой северной дайки, расположенной поблизости от с. Быков. Из двух образцов выделено по 20 зерен циркона, которые датированы в ДВГИ ДВО РАН методом LA-ICPMS. Для одного ксеногенного зерна был получен возраст около 1.8 млрд лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). На рис. 2 показаны результаты датирования автокристов, где использованы только U-Pb данные с конкордантностью более 95 % (29 шт). Возраст по конкордии (рис. 2, а) и средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (рис. 2, б) получились практически идентичными – 84.9 ± 0.6 млн лет. Следует отметить, что средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, рассчитанный по всей выборке данных для автокристов (включая дискордантные), совпадает с указанным значением в пределах ошибки.

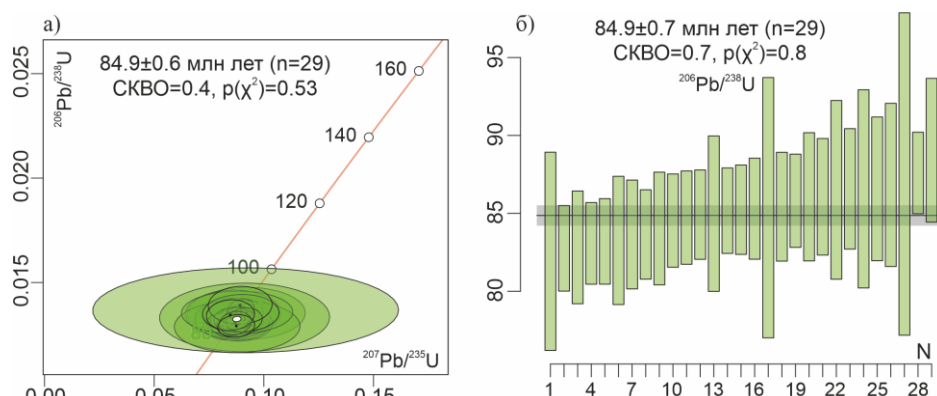


Рис. 2. Результаты U/Pb-датирования риолитов методом LA-ICPMS.

Полученная сантонская датировка риолитов удальского комплекса не согласуется с имеющимися данными о возрасте вмещающих стратифицированных образований. Согласно [2] «дайки прорывают отложения кампан-маастрихтского возраста», и на геологической карте четыре дайки расположены в поле верхнебыковской подсвиты (сантон – ранний кампан), а единственная датированная нами дайка – в поле красноржковской свиты (поздний кампан – маастрихт). В свете данной проблемы для получения реперной оценки возраста в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН были проведены U-Pb CA ID TIMS геохронологические исследования единичных зерен циркона, внутреннее строение которых было предварительно изучено с помощью оптических методов и катодolumинесценции. Для исследований использовались пять наиболее однородных кристаллов циркона, извлеченных непосредственно из препарата для LA-ICPMS анализа. Изученный циркон характеризуется незначительной возрастной дискордантностью или конкордантен. Конкордантная оценка возраста составляет 85 ± 0.3 млн лет (СКВО 0.116, вероятность конкордантности 0.73) и совпадает с оценкой возраста, полученной в результате LA-ICPMS исследований.

В результате проведенных исследований получена надежная высокоточная датировка риолитов удальского комплекса. Конфликт с данными по возрасту вмещающих пород, вероятно, связан с неверно определенной границей между стратонами – дайки, по всей видимости, прорывают только сантонские отложения верхнебыковской подсвиты, но не более молодые. Таким образом, изученные риолиты внедрялись в близкие по возрасту отложения преддугового бассейна, что выходит за рамки традиционной модели надсубдукционного магматизма и в условиях конвергентной обстановки требует участия вещества подслэбовой астеносферы.

- [1] Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск, 2004. 192 с.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Сахалинская. Масштаб 1:200000. Листы L-54-X, XI (Луговое), L-54-XII (Охотское), L-54-XVI, XXII (Шебунино), L-54-XVII, XXIII (Корсаков), L-54-XVIII (Озерская): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.



СОСТАВ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМ ПОЗДНЕЮРСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ХАДА-БУЛАКСКОЙ ВПАДИНЫ

А.А. Андреев, И.А. Андреева, С.А. Устинов, Д.С. Лапаев, А.Д. Свечеревский

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, axel-foley@yandex.ru

В пределах Юго-Восточного Забайкалья в позднемезозойское время широко проявилась магматическая активность, которая привела к формированию разнообразных месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Яркими представителями позднемезозойского этапа являются вулканы приаргунской, шадоронской и мулинской серий, прорванные гранитоидами шахтаминского и кукульбейского комплексов. В связи с этим важной задачей является определение состава, условий образования и процессов, ответственных за формирование расплавов данных магматических серий.

Тектоническая позиция рассматриваемой части Юго-Восточного Забайкалья определяется двумя крупными структурами – Ононским блоком агинского сегмента Монголо-Охотского пояса (МОП) и Аргунским террейном, граничащими на севере с Сибирским континентом по Монголо-Охотскому разлому. Средне- и верхнеюрские вулканы локализованы преимущественно в пределах Аргунского террейна, но в незначительном объеме проявлены и в агинском сегменте МОП. На основании различия строения разрезов и состава вулканогенных отложений средне- и позднеюрские вулканы объединены в три стратиграфические серии: шадоронскую, мулинскую и приаргунскую [1].

Объектом наших исследований являются вулканы шадоронской серии Хада-Булакской впадины (депрессионной структуры), расположенной в 25 км к северу от г. Борзя. На рассматриваемой территории разрез представлен преимущественно вулканогенными образованиями, которые несогласно залегают на терригенно-карбонатных отложениях борзинской серии и представлены рядом пород от трахиандезитов до риодацитов. В центральной части структуры юрские вулканы прорваны штоком гранитоидов шахтаминского комплекса. В настоящее время геохронологические данные для рассматриваемых пород отсутствуют, однако возраст трахиандезитов Шадоронской впадины составляет 166 млн лет [2], а возраст гранодиоритов шахтаминского комплекса из находящегося рядом Северо-Соктуйского массива – 162 млн лет [3].

В петрографическом отношении трахиандезиты – мелкопорфировые породы, содержащие 15–20 % вкрапленников диопсида и интенсивно серицитизированного Са-На полевого шпата. Микролитовая основная масса сложена преимущественно теми же минералами. Трахиандезиты и трахидациты имеют схожий минеральный состав, они представляют собой среднепорфировые породы и содержат до 20–30 % вкрапленников андезина и олигоклаза, а также биотита, иногда полностью замещенного хлоритом. Основная масса – микрофельзитовая, она сложена преимущественно К-На полевым шпатом и кварцем. Самыми кислыми породами в разрезе являются риодациты со среднепорфировой структурой и микрофельзитовой основной массой. Их вкрапленники представлены олигоклазом, биотитом и кварцем.

Изученные позднемезозойские вулканы Хада-Булакской вулканоплутонической ассоциации образуют единый непрерывный ряд от основных до кислых, преимущественно умеренно щелочных пород. Положение точек их составов на классификационной диаграмме зависимости $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ от SiO_2 позволяет отнести их к трахиандезитам, трахидацитам и риодацитам. Плутонические породы Хада-Булакского штока отвечают по своему составу граносиенитам. На диаграмме в координатах $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ подавляющая часть фигуративных точек составов попадает в поле образований высококалиевой серии. Наблюдается рост концентраций щелочей и Al_2O_3 в ряду от трахиандезитов до трахидацитов и их уменьшение с увеличением кремнекислоты от трахидацитов до риодацитов. Концентрации остальных петрогенных элементов уменьшаются с увеличением содержания SiO_2 от основных разновидностей к кислым.

Все описываемые разновидности вулканических пород характеризуются схожими спектрами распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), отличаясь лишь их концентрацией. Все они обладают сильно фракционированными спектрами РЗЭ $((La/Yb)_N=23-41)$ с отсутствием ярко выраженной европиевой аномалии $(Eu/Eu^*=0.83-0.97)$. Спектры распределения редких элементов, нормированных по их содержаниям в примитивной мантии, характеризуются отчетливо проявленными Ta-Nb и Ti-минимумами. Подобные геохимические характеристики свойственны породам, сформированным в островодужных обстановках, однако по сравнению с базальтами островных дуг (IAB) и даже базальтами океанических островов (OIB) рассматриваемые породы обладают более высокими содержаниями практически всех несовместимых элементов. Схожая геохимическая специфика наблюдается и для позднемезозойских вулканитов Восточно-Монгольского пояса, где воздействие мантийного плюма на метасоматически измененную литосферную мантию привело к формированию расплавов с характеристиками, промежуточными между OIB и IAB [4]. Следует отметить, что в ряду от трахиандезибазальтов до риодацитов наблюдается обеднение всеми РЗЭ, что исключает ведущую роль кристаллизационной дифференциации и может указывать на значительный вклад осадочного материала в формирование расплавов среднего и кислого состава.

Гранитоиды имеют идентичные с трахидацитами спектры распределения редких и редкоземельных элементов. На дискриминантных диаграммах, разделяющих граниты A-, I-, S- и M-типа, рассматриваемые граносиениты попадают в поле гранитов I- и S-типа. Положение фигуративных точек рассматриваемых кислых пород на диаграмме $CaO/(MgO+FeO) - Al_2O_3/(MgO+FeO)$ может свидетельствовать о формировании их родоначального расплава вследствие частичного плавления дацитов и тоналитов.

С целью изучения состава, условий образования и эволюции магм Хада-Булакской вулканоплутонической ассоциации нами были изучены первичные расплавные включения в клинопироксене трахиандезибазальтов, плагиоклазе трахидацитов, а также в плагиоклазе и кварце риодацитов.

Расплавные включения в клинопироксене трахиандезибазальтов располагаются аazonально, имеют эллипсовидную форму и размеры 20–30 мкм. Как правило, они полностью раскристаллизованы, газовая фаза в них плохо различима. Термометрические эксперименты с расплавными включениями показали, что их гомогенизация осуществлялась при 1050–1180 °C. При этом полной гомогенизации включений достигнуто не было, в них сохранялись один или несколько газовых пузырьков.

Расплавные включения в плагиоклазе трахидацитов и риодацитов располагаются неравномерно. Они имеют эллипсоидную форму либо форму отрицательного кристалла и размеры 20–40 мкм. Включения представлены двумя типами. К первому типу относятся полностью раскристаллизованные включения. Включения второго типа содержат стекло, газовую фазу, иногда дочерние минералы. Частичная гомогенизация расплавных включений в плагиоклазе трахидацитов и риодацитов осуществлялась при температуре 1110–1145 и 1180 °C соответственно. Расплавные включения в кварце риодацитов, как правило, округлые, но иногда имеют форму отрицательного кристалла, их размеры составляют 20–60 мкм. Они состоят из стекла и газовой фазы.

Микронзондовые исследования стекол гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене трахиандезибазальтов позволили оценить состав расплава, участвующего в их формировании. Так, изученные стекла отвечают составу андезитов и содержат (мас. %): SiO_2 59–60, Al_2O_3 13–15, TiO_2 0.4–0.7, $FeO_{общ.}$ 2–3, CaO 4–5, MgO 2–4, K_2O+Na_2O 8–9, F 0.14.

По химическому составу стекла гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазе трахидацитов можно разделить на два типа. Стекла первого типа в целом отвечают составу самой породы. Они характеризуются высокими глиноземистостью ($A/CNK=1.05-1.20$), щелочностью ($Na_2O+K_2O=8.50-10.5$ мас. %) и низкими концентрациями железа ($FeO_{общ.}$ до 5 мас. %) и кальция ($CaO=1.3-1.7$ мас. %) при содержании SiO_2 62–66 мас. %. Стекла включений второго типа установлены как в плагиоклазе трахидацитов, так и в кварце и плагиоклазе риодацитов. По своему составу они отвечают риолитам и содержат (мас. %): SiO_2 71–79, Al_2O_3 11–13, TiO_2 0.07–0.19, $FeO_{общ.}$ 0.19–0.64, CaO 0.2–1.5, K_2O+Na_2O 7–9.

В процессе микронзондовых исследований в некоторых включениях из трахидацитов и риодацитов были обнаружены фазы кварца каплевидной («оплавленной») формы. Учитывая морфологию этих фаз кварца, температуру гомогенизации и контрастный состав включений, а также наличие в составе вмещающей вулканиты толщи аркозовых песчаников [1], можно предположить его ксеногенную природу.

По результатам исследования расплавных включений методом рамановской спектроскопии было установлено, что они содержат газовую фазу CO_2 и аморфный углерод. Стоит отметить, что в ходе кристаллизационной дифференциации для кислого расплава не характерно накопление углекислоты. Наличие углекислоты и аморфного углерода может объясняться процессом декарбонизации известняков вследствие ассимиляции магматического расплава вмещающей терригенно-карбонатной толщей.

Таким образом, двумя независимыми методами (геохимическим и методом изучения расплавных включений) установлено, что в эволюции расплавов позднеюрской вулканоплутонической ассоциации Хада-Булакской депрессии ведущая роль принадлежит процессам коровой контаминации.

Работа выполнена в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН при поддержке Минобрнауки РФ, проект № 075-15-2024-641.

- [1] Шивахин Е.А., Озерский А.Ф., Артамонова Н.А., Духовский А.А., Карасев В.В., Куриленко А.В., Надеждина Т.Н., Павленко Ю.В., Раитина Н.И., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алдано-Забайкальская. Масштаб 1:1000000. Лист М-50 (Борзя): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.
- [2] Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А. О юрском вулканизме и вулканах Шадоронской впадины Юго-Восточного Забайкалья // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 18–31.
- [3] Нарыжнова А.В., Хромых С.В., Крук Н.Н., Котлер П.Д. Новые геохронологические и изотопные данные по мезозойским гранитоидам Восточного Забайкалья // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 2. С. 181–188.
- [4] Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Оюунчимэг Ц. Строение, возраст и условия формирования позднемезозойского Восточно-Монгольского вулканического пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32, № 1. С. 32–57.



УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ ИТАНЦИНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Д.Ц. Аюржанаева¹, А.М. Федоров², Э.А. Очирова³

¹ Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, dulmazhap@mail.ru

² Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sashaf@igc.irk.ru

³ Уфа, Министерство природопользования и экологии Республики Башкортостан, ochirova_erzhena@inbox.ru

В связи с тем, что черносланцевые толщи вмещают крупнейшие золоторудные месторождения России (Сухой Лог, Олимпиада, Нежданинское, Майское и др.), А.А. Сидоров, И.Н. Томпсон [1] рассматривают их как важнейший прометаллогенический ресурс для последующих концентраций металлов и считают их комплексными месторождениями будущего. Металлоносность углеродистых сланцев итанцинской свиты была доказана В.К. Хрусталевым и др. [2]. Так как углеродистое вещество участвует в переносе, концентрировании и рассеянии рудных элементов, изучение биогенного и абиогенного источников углерода, определение степени метаморфизма пород являются весьма актуальными. Кроме того, углеродистые сланцы итанцинской свиты являются вмещающими породами для высокочистых кварцитов Черемшанского рудного поля. Исследование палеогеографической обстановки накопления осадков позволит получить дополнительные сведения для реконструкции геодинамической обстановки формирования осадочно-метаморфических толщ итанцинской свиты, вмещающих высокочистые кварциты и металлоносные углеродистые сланцы. В результате проведенных исследований соавторами в 2015–2019 гг. получены новые геохимические данные по углеродистым черным сланцам итанцинской свиты. Углеродистое вещество в черных сланцах развито в виде тонких нитевидных прожилков и слоев с микролепидобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Формационное разделение углеродистых сланцев и расчет петрохимических модулей проводились на основе силикатного анализа углеродистых сланцев итанцинской свиты. Значения железного модуля $((\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2))$ изучаемых пород укладываются в интервал 0.17–0.31, что характеризует сланцы как нормально-железистые [3]. По значениям гидролизатного модуля $((\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})/\text{SiO}_2)$ большинство проб относится к глинистым и гидролизатным глинистым породам ($\text{ГМ}=0.25\text{--}0.86$). Соответствие рассматриваемых пород глинистым сланцам подтверждается положением фигуративных точек на классификационной диаграмме М.М. Хирона [6]. По значениям модуля нормированной щелочности $((\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3)$ породы классифицируются как нормально-щелочные ($\text{НКМ}=0.22\text{--}0.30$), что соответствует стандартной смеси гидрослюд и полевых шпатов. На диаграмме НКМ – ФМ [5] большинство точек составов расположено в поле II и V, указывая на преобладание стандартной трехкомпонентной смеси хлорит + монтмориллонит + гидрослюда с той или иной примесью дисперсных частиц полевых шпатов. Таким образом, протолитом сланцев, вероятно, являлись монтмориллонитовые глины с примесью хлорита и гидрослюды, которые под действием литогенеза и метаморфизма были преобразованы в углеродистые сланцы. Монтмориллонит является типичным продуктом выветривания алюмосиликатных пород [4]. Так, источником примеси для углеродистых сланцев, вероятно,

Изотопно-геохимический анализ углерода в углеродистых сланцах и кварцитах

Проба	Порода	$\delta^{13}\text{C}$	$\text{C}_{\text{орг}}, \%$
Ч-14/9-1	Углерод – серицитовый сланец	–19.89	2.5
Ч-14/25	Углерод – серицитовый сланец	–26.54	1.3
Ч-14/16	Углерод – серицит кварцевый сланец	–23.61	0.9
Ч-14/21	Углерод – серицит кварцевый сланец	–24.13	0.8
Чр-6	Углерод – серицитовый кварцит	–27.18	0.5
Ч-14/22	Углерод – серицитовый кварцит	–26.97	1.0

служили богатые кварцем аркозовые песчаники и магматические породы кислого состава, перенесшие высокую степень химического выветривания (значения параметра CIA – 60–80 ед.). Изотопный состав углерода укладывается в интервал от –19.89 до –27.18 ‰, что указывает на его биогенную природу. Содержание C_{org} в углеродистых отложениях составляет от 0.5 до 2.5 % и соответствует низкоуглеродистому типу (таблица). Углеродсодержащие породы образовались в морском бассейне, относительно глубоководном шельфе (50–200 м) с терригенной и карбонатной седиментацией. Дополнительным свидетельством формирования отложений в условиях морского бассейна служат значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в известняках и доломитах итанцинской свиты (до 1.59 ‰ $\delta^{13}C$ и 23.68 ‰ $\delta^{18}O$).

Анализ выполнен в аналитическом центре ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

- [1] Сидоров А.А., Томпсон И.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестник Российской академии наук. 2000. Т. 70, № 8. С. 719–724.
- [2] Хрусталева В.К. Минерогенез хребта Морского / Ред. Н.С. Жатнуев. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2011. 170 с.
- [3] Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
- [4] Юдович Я.Э. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
- [5] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
- [6] Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. V. 58, № 5. P. 820–829.



U-Pb ВОЗРАСТ ГРАНИТОВ УБУР-ТАШИРСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Р.А. Бадмацыренова

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

Бериллиевая минерализация, связанная с гранитоидами Убур-Таширского массива, имеет большое промышленное значение. В связи с этим возникают вопросы об условиях образования и времени формирования гранитоидного магматизма. Однако детальных исследований по определению вещественного состава и возраста гранитоидов, вмещающих Ве минерализацию, очень мало, поэтому абсолютные датировки гранитоидов не только имеют региональное значение, но и дают возможность определения возраста оруденения.

Убур-Таширский массив расположен на юге Бурятии в юго-восточных отрогах хр. Малый Хамар-Дабан, в 200 км к юго-западу от Улан-Удэ. Он находится в пределах селенгино-витимского вулканоплутонического комплекса [1]. Массив связан с юго-западным флангом Западно-Забайкальской бериллиевой металлогенической провинции, выделяемым также в качестве Биту-Джидинской (Джида-Удинской) металлогенической зоны [2].

Убур-Таширский массив расположен на водоразделе Урмы и Иро, в верховьях падей Убур-Ташир и Ара-Ташир. Имеет слегка вытянутую форму размером 6×10 км, с ориентировочной длинной осью в широтном направлении. На юго-западе и юго-востоке перекрыт юрскими вулканами ичетуйской свиты.

Убур-Таширский массив сложен лейкогранитами, щелочными гранитами и щелочными сиенитами, мелкозернистыми гранитами небольших линзообразных тел, пегматитовыми разновидностями гранитов. Дайки в его строении распространены незначительно и по составу варьируются от андезитов и трахиандезитов до диоритов, сиенитов и сиенит-порфиоров. В пределах Убур-Таширского массива гранитоидов локализуется бериллиевая минерализация [3, 4].

Массив двухфазный и имеет зональное строение. Кирпично-красные мелко- и среднезернистые щелочные сиениты первой фазы слагают внешнюю (1.5–2.0 км) оторочку массива. В центральной части массива развиты лейкократовые граниты и щелочные лейкограниты второй фазы. Они преимущественно среднезернистые, реже мелко- и среднезернистые, с характерной кирпично-красной окраской, микрографической и порфировидной структурой, массивной и миаролитовой текстурой. Полевोшпатовые метасоматиты по метасоматически измененным гранитоидам состоят из микроклин-пертита – 60–90 %, лейстового альбита – 5–10 %, содержание которого может увеличиваться до 45 %, и кварца – 10–15 %. В зависимости от содержания микроклина и альбита состав полевोшпатовых метасоматитов варьируется от микроклиновых метасоматитов до альбититовых метасоматитов.

В пределах метасоматически измененных гранитоидов развивается бериллиевая минерализация фельдшпатолитового генетического типа берtrandит-фенакитовой кварц-серицитовой рудной формации [4]. Бериллиевая минерализация на месторождении представлена гельвином и берtrandитом [5].

По петрохимическому составу гранитоиды, слагающие массив, отвечают семейству субщелочных лейкогранитов и щелочных гранитов [6]. Они варьируются по содержанию SiO_2 от 69 до 78 мас. % и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – от 8.6 до 10 мас. %. Щелочные сиениты характеризуются высокой суммой щелочей $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (от 10 до 12 мас. %), SiO_2 (от 65 до 69 мас. %) и на TAS-диаграмме попадают в поле щелочных сиенитов.

Исследованные лейкограниты и сиениты довольно близки по геохимическим классификационным признакам [7] и рассматриваются как щелочно-известковистые – щелочные ($\text{MALI}=7.69\text{--}8.45$ и $8.08\text{--}8.51$) и умеренно- и высокоглиноземистые ($\text{ASI}=1.03\text{--}1.13$ мол %) образования, на диаграмме $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y} - (\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}) / \text{CaO}$ тяготеют к полю А-типа гранитов.

В целях уточнения времени формирования Убур-Таширского массива было проведено U-Pb датирование методом LA-ICP-MS цирконов из гранитов. В граните циркон представлен

коричневыми, прозрачными и полупрозрачными идиоморфными призматическими кристаллами и обломками. В катодолюминесцентном изображении цирконы с ярким и умеренно ярким свечением, с тонкой зональностью или ее следами, что свидетельствует о магматическом генезисе цирконов. Содержание урана и тория: U=54–86 и 144–681 г/т, Th=41–56 и 108–564 г/т, Th/U=0.58–1.02. Возраст Убур-Таширского массива, определенный по цирконам (SHRIMP, ВСЕГЕИ), составляет 280±3 млн лет.

Результаты исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Полученные датировки по цирконам гранитов Убур-Таширского массива имеют возраст 280±3 млн лет и тем самым характеризуют завершающий этап масштабного ранне- и позднепалеозойского гранитообразования на территории Забайкалья.

2. По составу гранитоиды являются железистыми и относятся к щелочной, щелочно-известковистой петрохимическим сериям, по геохимическим и минералогическим признакам отличаются от типичных анорогенных агпайтовых гранитов и соответствуют группе глиноземистых пород А-типа [8].

Работа выполнена в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

- [1] Гордиенко И.В., Бадмацыренова Р.А., Ланцева В.С., Елбаев А.Л. Селенгинский рудный район Западного Забайкалья: структурно-минерагеническое районирование, генетические типы месторождений и геодинамические условия их образования // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61, № 5. С. 3–36.
- [2] Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. М.: ГЕОС, 2015. 253 с.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Селенгинская. Масштаб 1:200000. Лист М-48-ХVIII (Бичура): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 111 с.
- [4] Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России. М.: ВИМС, 2011. 353 с.
- [5] Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Магматизм и условия формирования Уримского гелвин-берtrandитового месторождения (Западно-Забайкальская бериллиеносная провинция) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 4. С. 317–338.
- [6] Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма суммы щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- [7] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 11. P. 2033–2048.
- [8] Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic Discrimination of Granitoids // GSA Bulletin. 1989. V. 101, № 5. P. 635–643.



ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД КУРУМКАНСКОЙ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В.В. Бортников^{1,2}, С.Д. Великославинский¹, Е.В. Толмачева¹, А.Б. Котов¹,
В.П. Ковач¹, Ю.В. Плоткина¹, Т.М. Сквитина³, K.-L. Wang⁴, H.-Y. Lee⁴

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, vbrtnkv@gmail.com

² Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

⁴ Taipei, Taiwan, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

Метаморфизованные в условиях гранулитовой фации осадочные (преимущественно метapelиты и кварциты) породы Западно-Алданского мегаблока Алданского щита вслед за Д.С. Коржинским до сих пор часто рассматриваются как наиболее древние палеоархейские образования и выделяются в стратиграфических схемах в качестве палеоархейских и даже катархейских подразделений в рангах верхнеалданской свиты, верхнеалданской серии или курумканской толщи.

Традиционно в состав верхнеалданской серии/свиты, помимо метаосадочных пород, включают эндебито-гнейсы и кристаллические сланцы основного состава. Однако В.Л. Дук с соавторами рассматривают эндебито-гнейсы как комплекс основания и выделяют курумканскую толщу, которая в западной части Нимырского блока Западно-Алданского мегаблока Алданского щита представлена главным образом кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами (алевропелитовые и пелитовые аргиллиты), гранат-биотитовыми, гиперстен-биотитовыми и гранат-гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами (граувакковые песчаники, граувакковые алевролиты, туффиты среднего состава, вулканиты среднего и кислого состава).

Полученные к настоящему времени Sm-Nd изотопные данные для высокоглиноземистых и гранат-биотитовых гнейсов курумканской толщи позволяют предполагать их палеопротерозойский (2.3–1.9 млрд лет) возраст.

Для уточнения возраста метаосадочных пород курумканской толщи проведены геохронологические исследования циркона из метapelитов (LA-ICP MS, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan). Следует также отметить, что для магматического циркона из гиперстен-биотитовых плагиогнейсов (вулканиты среднего и кислого состава) курумканской толщи недавно получена оценка возраста 2395 ± 6 млн лет, которая интерпретируется как возраст кристаллизации их протолита.

Конкордантные оценки возраста детритового циркона (магматические ядра) из 7 проб метаосадочных пород находятся в интервалах 2021–2143, 2254–2317, 2405–2579 и 2636–2734 млн лет с максимумами возраста 2068 (n=19), 2307 (n=3), 2451 (n=27), 2562 (n=6) и 2665 (n=6) млн лет. Конкордантные оценки возраста метаморфических оболочек циркона, определяющих верхнюю возрастную границу формирования протолитов рассматриваемых осадочных пород, находятся преимущественно в интервале от 1882 до 2019 млн лет с максимумом возраста 1938 млн лет (n=47). Таким образом, возраст протолитов метатерригенных пород курумканской толщи находится в интервале 2.07–1.94 млрд лет. Эти оценки возраста существенно моложе возраста ассоциирующих с метаосадочными породами гиперстен-биотитовых плагиогнейсов. Отсюда следует, что в состав курумканской толщи включены две разновозрастные ассоциации пород – метавулканическая и метаосадочная (собственно курумканская толща).

Источниками наиболее молодого детритового циркона метаосадочных пород курумканской толщи могли быть вулканиты федоровской толщи (2006 ± 3 млн лет), магматические породы унгринского комплекса (2016 ± 5 млн лет) Западно-Алданского мегаблока, а также андезиты и дациты Балаганахского зеленокаменного пояса (2051 ± 28 млн лет) зоны сочленения Чара-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока Алданского щита. Более древние оценки

возраста детритового циркона достаточно хорошо согласуются с архейскими и палеопротерозойскими оценками возраста магматического циркона из тоналит-трондьемитовых ортогнейсов западно-алданского комплекса, что также позволяет рассматривать продукты выветривания этих пород в качестве источников метапелитов.

Принимая во внимание возраст, источники (снос материала со стороны как федоровской дуги, так и континента) и ареал распространения метаосадочных пород курумканской толщи, можно полагать наиболее вероятным их формирование в условиях континентального задугового бассейна, обусловленного развитием федоровской палеоостровной дуги.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН FMUW-2025-0002 с использованием оборудования Центра коллективного пользования АИРИЗ.



ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

И.В. Брагин, И.А. Александров, А.А. Павлов

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

Выходы термальных вод являются неременным атрибутом сейсмически активных областей с современным или недавним вулканизмом и характерны для всех типов геодинамических обстановок, которые при этом контролируют эндогенные факторы, влияющие на физико-химические параметры подземных вод. Таким образом, элементный и изотопный состав компонентов термоминеральных вод (включая газовую фазу) может являться индикатором современных геодинамических обстановок и эндогенных источников подобно тому, как состав магматических пород отражает тектонические условия на момент их формирования и источники магм. В областях современных активных обстановок выходы термальных вод являются частью единой геологической системы, которая может включать глубинные ареалы магмогенерации, промежуточные магматические камеры, мезо- и эпитермальные зоны рудообразования. Следует учитывать, что анализ влияния геодинамической обстановки на состав грунтовых вод и идентификацию эндогенных источников существенно затрудняет значительный вклад гипергенных факторов.

Зона Байкальского континентального рифта представляет собой современную сейсмически активную область с развитием вулканических полей позднекайнозойского возраста (вплоть до голоцена). Источники термальных вод здесь приурочены к региональной системе разрывных нарушений северо-восточного простирания, образуя полосу от устья р. Селенги на юго-западе до верховьев р. Олекмы на северо-востоке [1]. С целью исследования минеральных вод северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) в 2025 г. было проведено два этапа полевых работ: «зимний» (в марте) – с использованием сезонных автомобильных дорог и летний (в июле – августе) – с заброской вертолетом и пешими маршрутами. При проведении полевых работ непосредственно на месте пробоотбора производился замер нестабильных параметров воды: температуры, pH, Eh, TDS. Для сопоставления проводилось опробование фоновых холодных подземных и поверхностных вод. В ходе «зимнего» этапа полевых работ изучались источники азотных термальных вод Ирканинские и Дзелинда в Верхнеангарской впадине и Луктур в Чарской впадине. В ходе летнего этапа опробовались минеральные воды Эймнахской впадины (Удоканское вулканическое плато). Характерной особенностью здесь является близкое соседство выходов термальных (источники Плотинный и Травертиновый) и холодных (источник Золотой каскад) углекислых вод.

По своим физико-химическим параметрам азотные термы зимнего этапа полевых работ являются слабощелочными (pH 8.1–8.4) с температурой 31–53 °C и общей минерализацией (TDS) от 245 до 736 мг/л. Измеренные значения Eh у большинства из них от 44 до 84 мВ и резко восстановительный Eh у источника Луктур (–195 мВ). Изученные в рамках летнего этапа углекислые минеральные воды относятся к субтермальным (16–18 °C) либо холодным (~6 °C) с уровнем минерализации от 1040 до 5180 мг/л, значениями pH – 4.0–6.2 и Eh от –26 до +133 мВ.

На момент подготовки данных тезисов получены результаты выполненных в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН химических анализов проб «зимнего» этапа полевых работ. Основные ионы определялись на жидкостном хроматографе Shimadzu LC-10, кремний – на атомно-эмиссионном спектрометре iCAP 7600 Duo, микроэлементы – на масс-спектрометре Agilent 7700х, общий и неорганический углерод – на анализаторе Shimadzu TOC-V. Для достоверного анализа следовых содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ), а также определения формы их миграции во взвешенном состоянии при отборе воды производилось разделение пробы и использовалась двойная схема пробоподготовки. В одну часть пробы (далее обозначены «КФ») предварительно добавлялось 0.5 мл азотной кислоты на 50 мл воды с целью перевода в растворенную ионную форму и сохранения в пробе РЗЭ, которые изначально присутствовали в воде в составе коллоидных систем. Затем подкисленная проба фильтровалась через мембранный фильтр НМ с

диаметром пор 0.45 мкм. Вторая часть пробы обрабатывалась в обратной последовательности – сначала фильтровалась с удалением крупных дисперсных частиц, затем подкислялась (далее – «ФК»). Анализ микроэлементов производился в обеих пробах.

Согласно полученным результатам, термальные воды относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатному натриевому типу. Характерной особенностью, отмечаемой также и предшественниками [2], являются очень высокие содержания фторид-иона, что отражает участие в формировании вод гранитоидов. При этом pH варьируется в узком диапазоне – от 7.8 до 8.4 из-за наличия в воде сильных остатков соляной и серной кислоты (хлорида и сульфата), а также значительных концентраций кальция. Высокое содержание кремния – от 20 г/т Si в водах Ирканинских источников до 39 г/т в водах месторождения Луктур – также типично для азотных термальных вод и указывает на температуру формирования в диапазоне 60–90 °C на глубине в 2–3 км в нижних слоях кайнозойских отложений Чарской и Верхнеангарской впадин.

Анализ химического типа вод региона показал, что в пресных (фоновых) подземных водах кальций и магний превалируют над натрием и калием, а сульфат и хлорид – над гидрокарбонатом. Для термальных вод характерна обратная картина, в то время как воды поверхностных водотоков занимают промежуточное положение со смещением в сторону накопления хлоридов и сульфатов. Это объясняется прежде всего геологическим строением территории и гидрологическими условиями питания вод. В пресных поверхностных и подземных водах обогащение элементами происходит за счет транзита вод по осадочным горизонтам, богатым эвапоритовыми прослоями, содержащими избыточное количество хлоридов и сульфатов. В это же время формирование термальных вод территории связано с глубинной циркуляцией вод в пределах массивов кристаллических пород.

В термальных водах среди микроэлементов можно отметить повышенные содержания, достигающие для Li (750 мг/т), B (340), Ga (2.5), Ge (6.2), Rb (83.4), Sr (1514), Mo (40), Cs (21.3), W (48.2), причем высокие содержания части элементов характерны для всех типов термальных вод (Li, B, Si, Ga, Ge, Rb, Sr, Cs), тогда как другие свидетельствуют о процессе гидротермального рудообразования в водоносном горизонте (Mo, W). Совместное появление фтора и вольфрама служит дополнительным признаком шеелитовой минерализации во вмещающих породах.

Анализ содержаний РЗЭ ожидаемо дал более высокие их концентрации (в два раза и более) в пробах КФ термальных вод ($0.1 < \sum \text{РЗЭ} < 0.4$ мг/т), чем в пробах ФК, где в наименее минерализованных водах содержания некоторых тяжелых РЗЭ ниже предела обнаружения. Большинство минеральных вод характеризуется слабой отрицательной аномалией Ce ($0.7 < \text{Ce}^* < 0.8$), кроме отличающихся более низкой минерализацией (TDS=245–303 мг/л) источников Дзелинда ($\text{Ce}^* \sim 1.2$). По Eu почти для всех термальных вод характерна резкая положительная аномалия ($1.7 < \text{Eu}^* < 2.9$), кроме источника Луктур ($\text{Eu}^* \sim 0.6$), который также значительно отличается от остальных вод величиной Eh.

Для достоверной реконструкции механизмов формирования и источников минеральных вод будет выполнен анализ изотопного состава C, N и He газовой фазы, O и H воды, а также C в гидрокарбонатах и S в сульфатах.

Исследование выполнено при поддержке РНФ, грант № 25-47-00153.

- [1] Складов Е.В., Федоровский В.С., Складова О.А., и др. Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне: горячие источники и продукты отложения палеотерм // Доклады РАН. 2007. Т. 412, № 2. С. 257–261.
- [2] Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 5. С. 647–664.



ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ И ГЛУБИННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АРКТИКЕ

И.В. Буддо, Н.В. Мисюркеева, И.А. Шелохов, А.А. Черных

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, biv@crust.irk.ru, mnv@crust.irk.ru, sia@crust.irk.ru,
caa@crust.irk.ru

Цель работы состоит в четкой формализации и обосновании подхода к изучению генезиса бугров пучения на основе материалов геофизических, изотопных, геохимических исследований льда из керна скважины, с тем чтобы данный подход сделать универсальным и доступным к применению на всей территории Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) и Арктического региона в целом. Представляется, что на базе выработанного подхода будет возможно выполнить оценку достоверности дифференциации бугров пучения по типу происхождения: экзо- и эндогенного. Целесообразна разработка методики не только картирования опасных объектов – бугров пучения, но и оценки их возможной связи с глубинными флюидодинамическими процессами. Целесообразно проанализировать возможность формирования локального и регионального прогноза риска разрушения/взрывов бугров пучения на территории ЯНАО на основе результатов космодешифрирования, геофизических исследований и бурения.

Бугры пучения могут служить индикатором проявления опасных геодинамических (флюидодинамических) процессов. При анализе гипотезы об эндогенном происхождении выявлено, что глубинные флюидодинамические процессы находят отражение на поверхности Земли и вблизи нее в виде различных морфологических форм: следов высачивания, геохимических аномалий, грязевых и гидровулканов или гидролакколлитов – ледяных бугров, разнообразных воронок, озер и др. [1].

Распространение выявленных геофизическими методами аномально кольцевых зон (АКЗ) и их количество соответствуют представлениям о высокой флюидодинамической активности северных и арктических районов Западной Сибири. Как районы исследований выбраны северо-восточная и западная часть п-ова Ямал, где процессы глубинной дегазации характеризуются наибольшей интенсивностью.

Многочисленные месторождения приурочены к Уренгойско-Колтогорскому грабен-рифту, а также они расположены на п-ове Ямал и на Гыданском п-ове, т.е. в флюидоактивных зонах. Зачастую бугры пучения, озера располагаются непосредственно над АКЗ, выявленными геофизическими исследованиями.

Проведенные исследования базируются на фондовых геолого-геофизических материалах (магнито-, грави-, сейсмо-, электроразведка, бурение) в пределах Ямальской и Надым-Пурской нефтегазоносных областей (НГО). Кроме того, были использованы результаты полевых геофизических исследований на тестовом полигоне по изучению флюидодинамических процессов на п-ове Ямал, в 45 км к юго-востоку от г. Салехарда, в пределах ранее выявленных бугров пучения [2].

Интерпретация результатов геофизических исследований производилась с применением специализированного программного обеспечения (ZondRes2D, Model 3 и др.).

Критерии выявления АКЗ. На основании результатов анализа геолого-геофизических данных (сейсморазведочные, электроразведочные, геохимические исследования), полученных в пределах одного из крупнейших нефтегазоконденсатных месторождений в западной части п-ва Ямал, подтверждена высокая активность глубинных флюидодинамических процессов. АКЗ находит отображение в увеличенном электрическом сопротивлении пород, что зафиксировано по данным электроразведки методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ), а также в наличии поверхностных геохимических аномалий содержания метана и других углево-

дорогов (УВ). По результатам исследований построены совмещенные сейсмoeлектрические разрезы, характеризующие проявление АКЗ в широком диапазоне глубин – от отложений юры до верхней части разреза.

По [1], в пределах глубоких горизонтов из-за меньшего давления зоны АКЗ содержат больше связанной воды, поэтому и УЭС резервуаров в них ниже, чем в ранее сформированных залежах, но резервуары эти также газонасыщены, иначе бы в них не было аномально высоких пластовых давлений (АВПД).

Глубинные потоки флюидов имеют разную энергию, в наиболее мощных газовых струях вода содержится в виде пара и в небольших количествах, поэтому УЭС пластов наиболее высокие – сотни Ом·м. Однако в участках, где флюидомиграция была слабой, с газом в пласты поступала вода в жидкой фазе, поэтому сопротивление низкое, хотя пласт газонасыщен. На месторождениях, сформировавшихся раньше, вследствие латерального перемещения пластовых флюидов различия не столь значительны.

В результате комплексной интерпретации геофизических материалов (грави- и магнито-разведка, сейсморазведка, электроразведка и др.) для месторождений нефти и газа ЯНАО, в пределах которых предполагается наличие глубинных флюидодинамических структур – аномально кольцевых зон, сформированы критерии выявления АКЗ.

Анализ возможности формирования локального и регионального прогноза риска разрушения/взрывов бугров пучения. В ходе исследований флюидодинамических процессов в Арктике предложены основные критерии наличия зон возможного проявления опасных геодинамических процессов (образование кратеров и воронок по типу «Ямальского кратера») в региональном масштабе: 1) наличие залежей УВ в нижележащих интервалах разреза (источник УВ газа); 2) наличие тектонических нарушений (канал миграции УВ газа); 3) наличие высокольдистых многолетнемерзлых пород (экранирующая покрывка ловушки УВ газа); 4) наличие многочисленных бугров пучения как индикатор возможного проявления глубинных флюидодинамических процессов.

Последовательность исследований для выполнения локального прогноза риска разрушения/взрыва бугров пучения состоит из пяти пунктов: (1) выбор участка для детальных исследований на основе линеamentного анализа космоснимков высокой детальности, (2) геодинамические исследования на основе результатов линеamentного анализа; (3) геофизическая съемка как основа для моделирования структуры вечной мерзлоты и поиска каналов флюидомиграции; (4) выбор бугра пучения с учетом полученных геодинамических и геофизических данных; (5) бурение бугра пучения и проведение геофизических исследований в скважине с непрерывным мониторингом выделяющихся газов и маркеров, таких как стабильные изотопы в подземном льду и водно-солевой баланс поровой воды. В случае выявления под бугром пучения субвертикального канала флюидомиграции, наличия покрывки (высокольдистой мерзлоты), индикаторов метана и других углеводородных газов (изотопы, соответствующие глубинному газу), глубинных вод (по результатам исследований изотопов кислорода и водорода) данному бугру пучения присваивается высокий уровень риска.

Выявлено, что аномально кольцевые зоны находят отражение в материалах сейсморазведки, электроразведки методом ЗСБ и часто приурочены на поверхности к буграм пучения или озерам. Предложены признаки наличия АКЗ на основе интерпретации геофизических данных.

На основе результатов проведенных исследований возможно формирование локального и регионального прогноза риска разрушения/взрывов бугров пучения на территории ЯНАО.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики Института земной коры СО РАН (г. Иркутск).

- [1] Нежданов А.А., Смирнов А.С. Флюидодинамическая интерпретация сейсморазведочных данных. Тюмень: Тюменский индустриальный университет, 2021. 286 с.
- [2] Buddo I., Misyrkeeva N., Shelokhov I., Shein A., Sankov V., Rybchenko A., Dobrynina A., et al. Modeling of Explosive Pingo-like Structures and Fluid-Dynamic Processes in the Arctic Permafrost: Workflow Based on Integrated Geophysical, Geocryological, and Analytical Data // Remote sensing. 2024. V. 16. 2948. doi:10.3390/rs16162948.



ОБЩАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БОДАЙБИНСКОГО И ОЛОКИТСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ

А.Е. Будяк, С.Ю. Скузоватов, Ю.И. Тарасова

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

В пределах южного обрамления Сибирского кратона (ЮОСК) основными рудными районами являются Ленский золоторудный район (ЛЗР) Бодайбинского синклинория и территориально с ним сопряженный Олоkitский полиметаллический (Ba-Pb-Zn) район (ОПР). Предметом исследования является вопрос возрастной принадлежности рудоносных горизонтов, корреляция их изотопной и геохимической специфики. В разрезе неопротерозойских углеродсодержащих толщ ЮОСК наиболее значимым в аспекте распределения полезных ископаемых является дальнотайгинско-жуинский горизонт, представленный в пределах ЛЗР бужуихтинской, хомолхинской, аунаkitской свитами, вмещающими ряд месторождений Au (Угаханское, Сухой Лог, Голец Высочайший, Красное, Вернинское и др.) [1]. Возраст отложений горизонта оценивается в ~635–570 млн лет [2]. В пределах ОПР месторождения и рудопроявления (Pb-Zn – Холоднинское, Овгольское и др.; Ba-Pb-Zn – Йоко, Рыбачье, Ондоко, Лосинное и др.) приурочены к единому горизонту, представленному итыkitской и ондокской свитами.

В изучаемых разрезах отложений в пределах ЛЗР и ОПР отмечается несколько маркирующих горизонтов, способствующих определению места, изучаемого дальнотайгинско-жуинского горизонта в стратиграфической последовательности неопротерозоя:

1. Подстилающими рудоносный горизонт являются отложения вулканогенно-осадочной толщи медвежевской свиты медвежевско-балаганахского горизонта ЛЗР, коррелирующей с вулканогенно-осадочными отложениями тыйской свиты в пределах ОПР. Данный горизонт (тыйская свита) перекрыт несортированными отложениями октолахтинской и карбонатизированными песчаниками стойбищной свиты [3]. Хорошо идентифицируемые отложения верхней подсвиты стойбищной свиты представлены карбонатной толщей, которая протягивается на север в Бодайбинскую и далее в Патомскую структурно-формационную зону в виде бодайбокканской и мариинской свит.

2. Среди перекрывающих рудоносный горизонт выделяются молассоидные отложения (до гравелитов) анагрской (ЛЗР) и холоднинской (ОПР) свит [1]. Появление несортированных отложений предполагает возникновение орогена на юге палеобассейна при закрытии северо-восточной части Палеоазиатского океана. Соответствующие метаморфические события регионального характера в интервале 570–520 млн лет максимально проявились в пределах Олоkitской зоны (до амфиболитовой фации), гораздо в меньшей степени (метагенез) – в отложениях Бодайбинского синклинория [1].

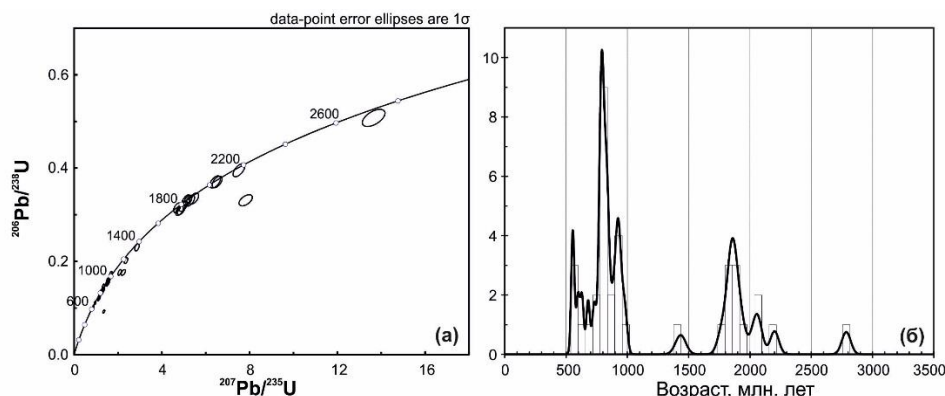
Углеродистые сланцы в пределах итыkitской и ондокской свит ОПР представлены графит-карбонат-кварц-слюдистыми и графит-кварц-слюдистыми сланцами ($C_{орг}$ достигает 3.5 мас. %). Чернотальцевые отложения дальнотайгинского горизонта ЛЗР варьируются в зависимости от их расположения в различных метаморфических зонах от фации зеленых сланцев до амфиболитовой, однако в целом состав сланцев аналогичен описанному для ОПР. При этом начиная с нижней (бужуихтинской) свиты дальнотайгинского горизонта происходит резкое увеличение содержаний $C_{орг}$ (среднее ~1.2 мас. %), увеличивающееся выше по разрезу (до ~2.2 мас. % в хомолхинской и аунаkitской свитах).

В отложениях хомолхинской и ондокской свит отмечаются увеличенные в 3–5 раз значения эксгалитивного модуля ($Mn \cdot Zn \cdot Pb/Ti$) относительно подстилающих отложений балаганахского горизонта, что предполагает существование единой обстановки подводных эксгалитаций при формировании рудовмещающих толщ. Исходя из распределения значений эксгалитивного модуля в пределах ЮОСК, можно сделать вывод о протяженной зоне активной гидротермальной деятельности, фрагментарно фиксирующейся от Олоkitской зоны через Бодайбинский синклинорий.

Изучение геохимических характеристик хомолхинской и ондокской свит демонстрирует их значительную сидеро-халькофильную специализацию. Ондокская свита повторяет рисунок распределения отложений хомолхинско-аунакитского уровня. Незначительное увеличение Mn, Zn, Pb и низкая концентрация Cu относительно пород дальнотайгинского горизонта продиктована специализацией гидротермального флюида спрединговой зоны задугового бассейна. Близость вещественных характеристик отложений предполагает формирование ондокской свиты в области осадконакопления палеобассейнов дальнотайгинского – жуинского времени. Яркая литофильная геохимическая специализация итыкитской свиты (ОПР) максимально сопоставима с таковой для бужуихтинской свиты (ЛЗР). Наиболее значимой характеристикой обеих свит является высокое содержание Ba (>2200 г/т) и отрицательные экскурсы сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, Mn) относительно нижележащих горизонтов осадочных пород Байкало-Патомской провинции.

Изотопные характеристики $\delta^{34}\text{S}$ изучены в морфологических разновидностях пирита, итыкитской и ондокской свит, а также в пределах месторождений Рыбачье и Холоднинское в пределах Олоkitской структуры (67 измерений по 8 пробам). В пределах итыкитской свиты и месторождения Рыбачье вариации $\delta^{34}\text{S}$ находятся в диапазоне от +7.4 до +16.8 ‰, в пределах вышележащей ондокской свиты, как и на приуроченном к ней месторождении Холоднинское, демонстрируют значительно более легкое отношение изотопного состава серы – от +0.3 до +6.7 ‰. Данные показатели хорошо согласуются с предполагаемыми стратиграфическими аналогами ЛЗР (бужуихтинская и хомолхинская свиты соответственно) [4].

Для определения возраста накопления ондокской свиты из образца углеродсодержащего глинистого сланца было выделено около 80 зерен циркона размером 50–100 мкм, редко – 100–250 мкм, из которых проанализировано 46 зерен (рисунок). Даты зерен с дискордантностью менее 10 % преимущественно сгруппированы в кластеры с палеопротерозойско-архейскими (2786–1771 млн лет) и неопротерозойскими значениями (980–597 млн лет), что указывает на вендский возраст осадконакопления ондокской свиты (~600 млн лет) и значительный вклад «несибирского» источника, представленного породами Байкало-Муйского террейна. Особенности U-Pb системы как ряда дискордантных зерен предполагают существенное влияние более позднего (не старше 569 млн лет) метаморфического события. Изотопный состав Pb толщ, вмещающих Ва-полиметаллическое месторождение Йоко-Рыбачье (итыкитская свита) и Pb-Zn Холоднинское месторождение (ондокская свита) указывает на единый источник рудного Pb на всем этапе седиментации дальнотайгинского горизонта при различии модельного возраста в 10–20 млн лет, что аналогично возрастным рамкам отложений бужуихтинской и хомолхинской свит в разрезе ЛЗР [2, 5].



Результаты U-Pb геохронологических исследований сланцев ондокской свиты: (а) – диаграмма с конкордий, (б) – кривая вероятности и гистограмма распределения возрастов.

Таким образом, с учетом полученных возрастных данных можно констатировать факт синхронного накопления бужуихтинской и хомолхинской свит ЛЗР с итыкитской и ондокской свитами ОПР. Формирование дальнотайгинского горизонта в истории развития ЮОСК характеризовалось седиментацией в условиях формирования задугового бассейна, что определило сидеро-халькофильную специализацию отложений. При литолого-геохимическом анализе реконструируется последовательный фациальный ряд обстановок осадконакопления ЛЗР и ОПР от

задугового бассейна на севере к островодужной системе на юге [3]. Эксплозивная деятельность вулканических аппаратов Байкало-Муйской зоны, а также подводные эксгаляции зоны спрединга задугового бассейна оказывали влияние на геохимические особенности амагматических отложений Бодайбинской зоны. Руды гидротермально-осадочных полиметаллических месторождений Йоко, Рыбачье и Холоднинское (ОПР) формировались непосредственно вблизи зоны спрединга задугового бассейна в пределах связанного с ним гидротермального поля. Источником обогащения рудной зоны месторождения Ba, Zn, Pb, Ag и другими элементами, свойственными низко- и среднетемпературным ассоциациям, являлся гидротермальный раствор задугового спрединга.

Исследование проведено в рамках выполнения госзадания по проекту IX.130.3.1 (№ 0284-2021-0001). Работа осуществлена с использованием научного оборудования Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

- [1] Иванов А.И. Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. 215 с.
- [2] Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N. 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, №. 1. P. 39–71.
- [3] Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51, № 5. С. 729–747.
- [4] Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н., Тарасова Ю.И., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и $\delta^{34}\text{S}$) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // *Петрология*. 2018. Т. 26, № 3. С. 213–244.
- [5] Chugaev A.V., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I., Budyak A.E., Tarasova Y.I., Travin A.V., Gareev B.I., Batalin G.A. ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo district (northern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2022. V. 144. P. 104855. doi:10.1016/j.oregeorev.2022.104855.



СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВАЛУНОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ТУФОКОНГЛОМЕРАТАХ ОТУКДАШСКОЙ СВИТЫ ОРДОВИКА СИСТИГХЕМСКОГО ПРОГИБА (ТУВА)

Д.Д. Булгакова, А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова

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

Характерной особенностью тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является повсеместное распространение конгломератов в раннепалеозойских вулканогенно-осадочных последовательностях. Их исследование позволяет получить прямую информацию о составе и возрасте пород источников сноса материала на эрозионной поверхности в прошлом, определить палеогеографические условия осадконакопления, а также обозначить основные этапы тектономагматической активизации региона, в том числе неизвестные ранее.

Объектом нашего исследования стали грубообломочные отложения отукдашской свиты, локализованные в центральной части Систигхемского прогиба. Это фаунистически не охарактеризованные образования мощностью до 600 м, состоящие из базального горизонта силура и представленные крупногалечными конгломератами с прослоями гравелитов и песчаников [1]. Однако в процессе изучения фрагмента разреза свиты в районе левобережья р. Баян-Кол (GPS-координаты: N51°38'26.0", E93°38'32.4") было установлено переслаивание трех пачек валунно-галечных туфоконгломератов, кварцевых песчаников, вулканитов, туффитов и туфов кислого состава, при этом о присутствии вулканогенно-осадочных пород в составе свиты упоминания в литературных источниках не зафиксировано. На основе U-Pb датирования зерен циркона методом LA-ICP-MS из пробы риодацита из разреза этой свиты определено, что ее формирование происходило не в силуре, а в ордовике – 462.5 ± 3.6 млн лет – в результате синхронного вулканизма кислого состава в пределах Систигхемского прогиба тувинского сегмента.

В процессе изучения туфоконгломератов установлена широкая вариативность петротипов plutonic и вулканических пород в составе их обломочной части, заключенной в матрикс, представленный дацитовым туфом. Так, в числе обломков интрузивных пород наибольшим распространением пользуются гранитоиды – преимущественно железистые низкокальциевые лейкограниты, железистые высоко- и низкокальциевые лейкоплагиограниты, уступают по количеству железистые высоко- и низкокальциевые и магнезиальные умеренно калиевые гранодиориты, ограниченным распространением пользуются железистые и магнезиальные высоко- и низкокальциевые кварцевые диориты. Среди обломков вулканитов наиболее часто встречаемыми являются железистые и магнезиальные низкокальциевые андезиты, дациты, реже обнаружены базальты, риодациты и риолиты с идентичными петрохимическими характеристиками. Интересной находкой является присутствие обломков пород умеренно щелочного ряда в числе монцонитов, монцолейкогранитов, трахиандезитов и трахиандезибазальтов, которые в большинстве своем относятся к железистым высококальциевым разновидностям. Таким образом, кроме нормально-щелочных источников присутствовали комплексы с повышенной щелочностью, что позволяет предполагать гетерогенность источников сноса обломочного материала.

С целью определения возраста пород, находящихся на эрозионном срезе при формировании туфоконгломератов отукдашской свиты, было проведено U-Pb датирование зерен циркона из десяти обломков магматических пород методом LA-ICP-MS (ИГМ СО РАН). Так, получены пять возрастных групп в диапазоне от позднего рифея до раннего ордовика, самая молодая из которых оценивается в 480 млн лет, исходя из результатов датирования зерен циркона монцолейкогранита, плагиориолита и плагиориодацита, что указывает на проявления как plutonic, так и вулканических процессов. Кембрийский возраст установлен для валуна лейкоплагиогранит-порфира, принадлежащего первой пачке туфоконгломератов, для которого были выбраны и проанализированы пять зерен цирконов, их средневзвешенное значение составило 517 млн лет. Весьма близкие оценки возраста получены для двух проб лейкогранита и плагиогранита – 550–552 млн лет, что соответствует позднему венду. Две пробы лейкоплагиогранитов

из валунов представляют четвертую возрастную группу с ранневендским интервалом образования 570–577 млн лет. Наиболее представительной по количеству проанализированных зерен циркона является проба монцонита, в которой установлены две возрастные популяции, самая молодая из которых относится к диапазону 600–640 млн лет, более древняя, ксеногенной природы, охватывает практически непрерывный промежуток времени от 650 до 720 млн лет. Возраст монцонита составляет 620 млн лет. Таким образом, полученные оценки возраста цирконов, выполненные благодаря U-Pb изотопному датированию, указывают на то, что среди источников сноса имели распространение ордовикские, кембрийские, ранне- и поздневендские и позднерифейские магматические породы с возрастом 480, 517, 550, 570 и 620 млн лет соответственно.

Обломки лейкоплагиогранитов вендского возраста также установлены в кембрийских конгломератах баянкольской свиты Систигхемского прогиба [2] и терегтигской свиты юга Тувы [3], которые соотносятся по своим петрохимическим и геохронологическим характеристикам со сходными породами отукдашской свиты. Таким образом, есть основание полагать, что валуны с возрастом ~570–580 млн лет из вышеперечисленных конгломератов появились в результате разрушения комплексов гранитоидов, образованных в результате единого тектономагматического события и имеющих широкое распространение в пределах тувинского сегмента ЦАСП. В настоящий момент выходов этих пород на современной эрозионной поверхности не установлено; возможно, они находятся в погребенном состоянии либо эродированы, как и все другие источники геохронологически изученных валунов. Лишь для валунов гранитоидов ордовикского возраста возможными источниками являлись породы Тапсинского, Байсютского или Мажалыкского массивов Каахемского батолита [4].

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400214-9) и при финансовой поддержке в рамках выполнения работ по гранту РНФ 24-77-00019 (геохронологическое исследование валунов гранитоидов).

- [1] *Геологическая карта СССР*. Масштаб 1: 200000. Серия Западно-Саянская. Лист М 46-IV (Баян-Кол) / Ред. В.Г. Богомолов М.: Госгеолтехиздат, 1958.
- [2] 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*. 2022. Т. 63, № 6. С. 783–800.
- [3] Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Маслов А.В., Ветрова Н.И. Раннекембрийские отложения континентальной окраины (юг Тувы, терегтигская свита): результаты U-Pb датирования детритовых цирконов и Sr-хемостратиграфии // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 512, № 2. С. 165–173.
- [4] Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Туркина О.М., Семенова Д.В. Изотопный Lu-Hf состав циркона и источники магм венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61, № 10. С. 1331–1355.



АПАТИТОНОСНЫЕ ГАББРО-ДИОРИТЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков, Е.И. Ласточкин

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Апатитоносные габбро-диориты широко распространены в центральной части Западного Забайкалья, однако систематические исследования строения, состава, рудоносности и условий их формирования практически не проводились. По сути, единственной обобщающей работой является монография Г.В. Андреева с соавторами, изданная в 1972 г. [5]. Исключением является Ошурковский габбро-сиенитовый массив, содержащий одноименное месторождение апатита, расположенный в левом борту р. Селенги в окрестностях г. Улан-Удэ. Петрологическое изучение этого массива проводилось в конце прошлого века под руководством Б.А. Литвиновского [1], а чуть позже под руководством Г.С. Риппа [2]. В результате работы этих двух исследовательских групп Ошурковский массив детально охарактеризован, включая данные по радиогенным и стабильным изотопам и U-Pb изотопное датирование всех основных разновидностей пород плутона, поэтому Ошурковский плутон можно рассматривать в качестве эталона апатитоносных габбро-диоритов Западного Забайкалья.

Нами изучен вещественный состав Телегинского и Большеиркиликского апатитоносных массивов. Телегинский массив расположен на восточном побережье оз. Байкал, в бассейнах ручьев Телегинский и Средний. Породы, слагающие массив, представлены габбро-диоритами, габбро, пироксенитами и амфиболизированными породами. Основной разновидностью пород массива являются габбро-диориты. Габбро и пироксениты отмечаются реже. Вместе с тем стоит отметить, что согласно классификационным критериям они относятся к габбро и монцогаббро, как их в дальнейшем и будем называть. Пироксениты, хотя и лежат в поле габбро-перидотитов, но не содержат оливина, поэтому за ними сохранено принятое предшественниками название. Минералого-петрографическая характеристика основных разновидностей пород Телегинского массива детально рассмотрена в работе [3].

Большеиркиликский массив находится в 35 км от г. Улан-Удэ в междуречье верховьев рек Большой Иркилик и Малый Уналей. Апатитовая минерализация в породах массива была установлена в 1968 г. при маршрутных исследованиях И.В. Гордиенко [4, 5]. Вмещающими породами Большеиркиликского массива являются граниты, гнейсограниты и древние палеопротерозойские (?) осадочно-метаморфические сланцы, гнейсы и кварциты. Среди базитовых пород массива преобладают серые и темно-серые, тонко- и мелкозернистые массивные биотитовые габброиды и монцониты.

Отмечаются шлировидные выделения черных роговообманковых, иногда крупнозернистых биотит-роговообманковых и пегматоидных монцонитов с повышенным содержанием апатита. Минеральный состав биотитовых монцонитов характеризуется широкими вариациями содержания плагиоклаза – от 30 до 60 об. %, биотита – от 15 до 35 об. % и роговой обманки – от 1–2 до 5–7 об. %. Среди второстепенных минералов наиболее часто встречается калиевый полевой шпат (5–10 об. %) и кварц (5–10 об. %). Акцессорные минералы (до 1 %) представлены титанитом, апатитом, магнетитом, молибденитом, титаномagnetитом.

Апатитовая минерализация в породах Большеиркиликского массива распределена неравномерно. В биотитовых монцо-диоритах количество апатита не превышает 1 %, а содержание фосфора в породе 2.8 мас. % P_2O_5 , в роговообманковых габбро концентрация апатита достигает 10 об. %, а оксида фосфора – от 1.5 до 4 мас. %. Апатит в этих породах представлен двумя генерациями: 1) ранний апатит в виде включений в плагиоклазе, роговой обманке и пироксене; 2) поздний апатит, образующий гнездообразные скопления и занимающий интерстиции между зернами плагиоклаза и роговой обманки.

На классификационной диаграмме точки состава пород Большеиркиликского массива занимают поля монцо-габбро, монцо-диоритов и монцонитов. От петрографически близких пород Телегинского массива они отличаются большей щелочностью и большим содержанием SiO_2 . По

сравнению с ошурковскими габброидами Телегинский и Большеиркиликский массивы также отличаются повышенным содержанием SiO_2 и пониженным TiO_2 и P_2O_5 при сопоставимых концентрациях остальных петрогенных оксидов.

В составе габбро-монцонитоидов Телегинского и Большеиркиликского массивов выделяются несколько текстурных разновидностей, обычно обнаруживающих постепенные переходы, однако петрохимические характеристики пород указывают на их дискретный характер. К сожалению, крайне плохая обнаженность этих массивов не позволяет пока прояснить этот вопрос.

Распределение REE в Телегинских и Большеиркиликских габброидах и монцонитах, в сравнении с габброидами Ошурковского плутона, указывает на их сходство. Более того, графики распределения REE в пироксенитах не отличаются от габброидов. Следовательно, пироксениты не являются кумулатами габброидов, однако наличие в них и других повышенной апатитовой минерализации указывает на их вероятное генетическое родство. От ошурковских габброидов рассматриваемые массивы отличаются заметно более низким суммарным содержанием лантаноидов главным образом за счет LREE.

Спайдердиаграмма нормированного по примитивной мантии распределения рассеянных элементов демонстрирует пилообразный характер с отрицательными аномалиями Th, Nb, Ta, Zr и Hf. Следует отметить обогащенность пород Ba и Sr при низких Rb и Zr. Характер распределения рассеянных элементов в рассматриваемых массивах аналогичен ошурковским габброидам при меньших абсолютных содержаниях L-M-REE, Ba, Sr и P.

Изотопный состав кислорода в пироксене, плагиоклазе, амфиболе и апатите из пироксенитов и габброидов Телегинского массива варьируется от 3.4 до 8.5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW, но в целом близок к «мантийным» значениям (средн. 6.3 ‰). Пониженная величина $\delta^{18}\text{O}$ в апатите (3.4–4.1 ‰) может быть связана с постмагматическими процессами, а повышенная в полевом шпате (до 8.5 ‰) – с фракционированием изотопного состава кислорода в ходе кристаллизации расплава. В целом, изотопный состав кислорода в минералах из основных разновидностей пород Телегинского массива сходен с ошурковскими габброидами.

Таким образом, полученные петролого-геохимические данные свидетельствуют о том, что изученные апатитоносные массивы (Телегинский, Большеиркиликский) обладают явным сходством как между собой, так и с типоморфным Ошурковским плутоном. Все они содержат апатитовую минерализацию, однако условия концентрирования апатита могли быть разными. Все это указывает на формационную однотипность рассматриваемых образований. В пользу этого свидетельствует не только сходная апатитовая минерализация и близость состава пород, но и относительно локализованное расположение многочисленных проявлений подобных пород в Западном Забайкалье. Вместе с тем отсутствие изотопно-геохронологических данных, кроме детально датированного Ошурковского массива, не позволяет с полной уверенностью рассматривать эти проявления в качестве генетически родственных образований.

Исследования выполнены в рамках госзадания ГИН СО РАН по проекту AAAA-A21-121011390002-2.

- [1] Litvinovsky A.B., Jahn B.-M., Zandvilevich A.N., Shadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // *Lithos*. 2002. V. 64. P. 97–130.
- [2] Рупп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И. и др. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. Новосибирск: Гео, 2013. 163 с.
- [3] Ласточкин Е.И., Рампилова М.В., Рампилов М.О., Посохов В.Ф., Хромова Е.А. Амфиболы в апатитоносных габбро-диоритах Телегинского массива (Юго-Западное Забайкалье) // *Тенденции развития науки и образования*. 2023. № 103-5. С. 96–99. doi:10.18411/tmio-11-2023-279.
- [4] Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н. Генетические типы апатитовых месторождений и проявлений Центральной Бурятии // *Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья*. Улан-Удэ, 1970. С. 10–11.
- [5] Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1972. 157 с.



ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮЖНОЙ СИБИРИ В ВЕНДЕ – ПАЛЕОЗОЕ

М.М. Буслов, В.Д. Зиндобрый, А.В. Травин

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

В последнее время [1–4] на базе опубликованных и новых геолого-геохронологических и петролого-геохимических данных обосновано тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) как сложно построенного складчатого сооружения, состоящего из деформированных фрагментов коллизионного и аккреционного орогенов. Сделано заключение, что в венде – кембрии по южному обрамлению Сибирского кратона существовали две активные окраины: Тувинско-Монгольская (Таннуольская) и Кузнецко-Алтайская, отделяющие его, соответственно, от тектонических плит Палеоазиатского океана и Палеопацифики. Ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона разделяет коллизионный и аккреционный орогены. Сутурно-сдвиговая зона состоит из фрагментов венд-кембрийской океанической коры задугового бассейна [5–9], ордовикских голубых сланцев и ордовикско-силурийских турбидитов [2, 10].

На основании структурного положения сутурно-сдвиговой зоны, особенностей ее структуры, данных петрологии и геохронологических исследований сделан вывод о том, что она представляет собой раннесреднепалеозойский субдукционно-коллизионный комплекс, сформировавшийся на месте задугового бассейна венд-кембрийской Тувино-Монгольской островной дуги [4, 8, 9]. Сутурно-сдвиговая зона разделена позднепалеозойскими разломами на множество сегментов. Общая протяженность зоны палеосубдукции составляет около 1500 км от Горного Алтая через Западные Саяны до Северного Прибайкалья.

Субдукция океанической коры задугового бассейна проявилась в раннем палеозое под Тувино-Монгольскую островную дугу с формированием пояса раннепалеозойских голубых сланцев [10]. Закрытие океанического бассейна происходило с востока на запад с формированием коллизионных гранитно-метаморфических серий – Ольхонской (Прибайкалье) в кембрии и Чульшманско-Курайско-Южно-Чуйской (Горный Алтай) в позднем палеозое (поздний силур – ранний девон). Эти события хорошо коррелируются с возрастом коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с Таннуольской островной дугой на Сангиле (юг Тувы) [11]. Здесь в кембрии (520–490 млн лет назад) сформировалась надвиговая структура с проявлением покровно-складчатых деформаций с высокотемпературными метаморфическими сериями эпидот-амфиболитовой фации и затем, в раннем – среднем палеозое (490–30 млн лет) – метаморфических пород эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, связанных с действием правосторонних сдвигов. Данная коллизия повлияла на сжатие океанической коры задугового бассейна, которая в раннем палеозое субдуцировала под Таннуольскую дугу, затем в позднем палеозое участвовала в формировании покровно-надвиговых структур.

В Северном Прибайкалье коллизионные события сформировали Ольхонскую зону смятия. Она представляет собой коллаж террейнов, сложенных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, офиолитами, разделенных раннепалеозойскими надвигами и сдвигами [12, 13]. Структурные единицы сформированы в четыре этапа деформаций: 1, 2 – поздне-кембрийский надвиговый и раннеордовикский куполообразующий (500–480 млн лет); 3 – среднеордовикский сдвиговый (460–445 млн лет) и 4 – раннесилурийский сдвиговый (445–430 млн лет), которые сопровождалась формированием правосторонних структурно-метаморфических парагенезисов и синколлизионных магматических и метаморфических пород.

По возрасту и особенностям формирования стадии проявления раннепалеозойских надвиговых структур Сангиле и Ольхонской зоны хорошо коррелируются и являются результатом коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с Таннуольской островной дугой и Тувино-Монгольского микроконтинента с Таннуольской островной дугой и Сибирским кратоном соответственно.

Островодужные образования в Ольхонском районе представлены толеитовыми базальтами, метавулканогенно-терригенными и вулканогенными породами, субщелочными габбро и диоритами. Офиолиты формируют маломощные овальные тела диаметром до 500 м и состоят из ультрамафических пород, габбро и metabазальтов (амфиболитов) [13]. Вероятно, островодужные образования могут быть частью венд-кембрийской Таннуольско-Монгольской островной дуги, а офиолиты – аналоги венд-кембрийских задуговых офиолитов, маркирующих Чарышско-Теректинско-Саянскую сутурную зону в центральной части Алтае-Саянской складчатой области.

На основе приведенных выше данных в эволюции сутурно-сдвиговой зоны выделяются следующие этапы формирования структуры складчатых областей ЦАСП:

1. *Вендско-среднекембрийский этап.* На фоне протекающей субдукции литосферы Палеоазиатского океана под юго-восточную окраину Сибирского кратона в тыловой части Таннуольской островной дуги начинаются процессы растяжения и формирования задугового бассейна, фиксируемые по офиолитам Кабак-Тайгинского, Карагольского массивов на Горном Алтае, Душкуннугского, Шатского, Копсекского и других массивов Тувы [5–9].

2. *Среднекембрийско-среднеордовикский этап.* Продолжается субдукция литосферы Палеоазиатского океана с юго-востока под Таннуольскую островодужную систему с аккрецией и последующей коллизией с ней Тувино-Монгольского микроконтинента, закрытие задугового бассейна путем его погружения под островодужную систему с северо-запада. В зоне коллизии на Сангиле формируются покровно-складчатые деформации, затем правосторонние сдвиги [11]. Данная коллизия повлияла на сжатие океанической коры задугового бассейна, которая в раннем – среднем палеозое субдуцировала под Таннуольскую дугу, затем в позднем палеозое участвовала в формировании покровно-надвиговых и сдвиговых структур.

3. *Позднеордовикско-раннедевонский этап.* Продолжается субдукция литосферы Палеоазиатского океана с юго-востока под Тувино-Монгольский микроконтинент и его коллизия с Таннуольской островодужной системой. Давление микроконтинента привело к надвиганию островной дуги на аккреционный комплекс и шельфовую часть задугового бассейна, в пределах которого началось формирование покровно-надвиговой структуры. Завершение этапа характеризуется погружением в зону субдукции окраинно-континентальной части Сибирского кратона, представленного шельфом задугового бассейна, что привело к утолщению земной коры с формированием покровно-надвиговой структуры, и проявлением позднесилурийско-девонских коллизионных метаморфических пород и гранитов [1, 2, 8, 9].

4. *Девонско-раннекаменноугольный этап.* Продолжается субдукция литосферы Палеоазиатского океана с юго-востока (в современных координатах) под Тувино-Монгольский микроконтинент и его коллизия с Таннуольской островодужной системой. Давление микроконтинента приводит к надвиганию островной дуги на аккреционный комплекс, в пределах которого продолжается формирование покровно-надвиговой структуры с проявлением коллизионных метаморфических серий и гранитов [2, 8, 9]. Сутурно-сдвиговая зона делится на ряд сегментов, в том числе Ольхонскую зону смятия, зажатую между жесткими структурами Тувино-Монгольского микроконтинента и Сибирским кратоном, отделяется правосторонним Главным Саянским сдвигом от остальной части.

- [1] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
- [2] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
- [3] Buslov M.M., Cai K. Tectonics and geodynamics of the Altai-Junggar orogen in the Vendian-Paleozoic: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian fold belt // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8, № 3. P. 421–427.
- [4] Buslov M.M., Shcherbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Palaeotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // Lethaia. 2022. V. 55. № 1. P. 1–15.
- [5] Симонов В.А., Котляров А.В., Куликова А.В. Условия формирования палеоокеанических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2024. 309 с.
- [6] Монгуш А.А. Геологическое положение, геохимический и Sm-Nd-изотопный состав офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны // Известия ИГУ. 2019. № 30. С. 56–75.
- [7] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- [8] Зиндобрый В.Д., Буслов М.М., Симонов В.А., Котляров А.В. Новые данные о возрасте и вещественном составе офиолитов Кабак-Тайгинского массива (Горный Алтай) // Geodynamics & Tectonophysics. 2025. V. 16, № 2. 0814.

- [9] Зиндобрый В.Д., Буслов М.М., Котляров А.В. Структура и петролого-геохимическая характеристика пород Кабак-Тайгинского комплекса Алтае-Саянской складчатой области (Горный Алтай) // Геотектоника. 2025. Т. 2. С. 88–112.
- [10] Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизийных событий в Центрально-Азиатском подвижном поясе // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 91–106.
- [11] Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г. и др. Синкинематические граниты и коллизийно-сдвиговые деформации Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 398–413.
- [12] Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. Т. 6. С. 56–71.
- [13] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. Olkhon collision system // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian workshop IGGP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk: IES SB RAS, 2005. P. 5–76.



ЭВОЛЮЦИЯ ПОДХОДОВ К ОСВОЕНИЮ НИЗКОПРОНИЦАЕМЫХ КОЛЛЕКТОРОВ (ТРИЗ) ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Р.Р. Валеев^{1,2}, А.Т. Ахмадишин², М.В. Лапина³, С.С. Бетехтин³, Н.А. Игнатьев³

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rushanvv@gmail.com

² Иркутск, АО «Верхнечонскнефтегаз»

³ Тюмень, ООО «Тюменский нефтяной научный центр»

В настоящее время ведущие нефтегазовые компании, включая АО «Верхнечонскнефтегаз», ставят перед собой задачи освоения и ввода в эксплуатацию низкопроницаемых карбонатных коллекторов. Данная проблема особенно актуальна для месторождений Восточной Сибири, где подобные объекты составляют более 90 % от общего количества продуктивных пластов данного региона, выработка по ним – менее 3 %. Большинство пластов по запасам относится к категории трудноизвлекаемых запасов (ТРИЗ) с проницаемостью менее 1–2 мД.

Верхнечонское нефтегазоконденсатное месторождение, известное своим основным объектом-драйвером Верхнечонским терригенным горизонтом (объект Вч), обладает еще одним значимым активом – Преображенским карбонатным горизонтом (объект Пр), который занимает второе место по запасам на месторождении и классифицируется как ТРИЗ. В ходе более чем десятилетнего периода разработки Преображенского горизонта применялись различные технологические подходы к освоению.

В данной работе особое внимание уделяется наиболее результативным из них. Рассматриваются ключевые проблемы, возникающие при разработке объекта, и предлагаются действенные стратегии для их решения, наиболее успешные технологии предлагаются к масштабированию на объектах-аналогах компании.

В процессе полномасштабного освоения пласта Пр (период 2024–2025 гг.) было введено в эксплуатацию 8 боковых горизонтальных стволов (БГС) и 11 горизонтальных скважин (ГС), с применением технологии многостадийного гидроразрыва пласта (МГРП) с девятью стадиями и направлением трещин поперек регионального стресса [1]. Кроме того, была реализована новая для пласта Пр технология заканчивания скважин – ГС+МГРП с продольными трещинами. Однако максимальная эффективность добычи была достигнута при использовании ГС+МГРП с трещинами, направленными поперек регионального стресса. В настоящее время на объекте реализуется развитие технологии ГС+МГРП путем увеличения длины ГС до 1500 м с 15 стадиями ГРП.

Таким образом, в результате уже годового полномасштабного ввода в разработку карбонатного ТРИЗ-объекта Пр были получены ценные промысловые данные. Эти уникальные сведения постоянно используются для корректировки первоначальных рекомендаций, что оптимизирует процесс добычи нефти.

Верхнечонское нефтегазоконденсатное месторождение расположено в Иркутской области в районе с суровыми климатическими условиями. Открыто в конце 1970-х годов, в промышленной разработке находится с 2008 г. В январе 2025 г. поставлено на госбаланс как уникальное по запасам. В ближайшей перспективе пласт Пр (Б12) – основной объект на Верхнечонском нефтегазоконденсатном месторождении (ВЧНГКМ), поскольку объект Вч находится на третьей стадии разработки. Преображенский горизонт расположен в 10–15 м над объектом Вч. Характеризуется низкими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС): пористость – 12 %, проницаемость – 1.5 мД, толщина – 12 м, а также сложными термобарическими условиями – на глубине 1500 м пластовое давление составляет 16 МПа. Температура колеблется в пределах 14–16 °С, в связи с чем повсеместно присутствует выпадение АСПО. Также осложняющим фактором является наличие разломной тектоники и участков с обширной газовой шапкой.

Преображенский горизонт введен в разработку в 2009 г. На объекте осуществляется закачка газа и воды в единичные скважины.

При разработке пласта Пр решаются следующие задачи: подбор эффективного типа заканчивания скважин и воздействия на пласт, выбор первоочередных участков для бурения, а также

попытки управления геологическими рисками для минимизации негативных последствий. Ответы на эти вопросы необходимы для того, чтобы обеспечить рентабельную и рациональную разработку объекта, так как даже с учетом налоговых льгот на протяжении всего периода проектирования NPV по пласту был отрицателен. Технологии заканчивания скважин, которые были испытаны на пласте Пр, – это наклонно направленные скважины с различными вариантами стимуляции (БСКО, КГРП), ПВЛГ, горизонтальные скважины (200 м), многозбойные скважины с 4 БС и ГС (600 м и 1000 м) с МГРП. В 2025 г. рассматривается возможность применения кварцевого песка при проведении ГРП и применения ПАВ.

Наибольшим Кпрод на установившемся режиме характеризуются скважины ГС с МГРП с поперечной ориентацией трещин.

В 2024 г. впервые реализован ГС+МГРП с продольными трещинами (4 ЗБС и 1 ГС). Сопоставляя дебиты нефти, можно увидеть, что максимальный дебит был получен по ГС с пропантным МГРП с поперечными трещинами. При этом темпы падения данной технологии более оптимистичны и позволяют нам наиболее эффективно эксплуатировать данный объект. С учетом входных дебитов и накопленной добычи нефти наиболее успешными являются ГС1000 – с МГРП с поперечной ориентацией трещин (Кпрод – 0.75 м³/сут/атм).

Эволюция технологии ГРП при выполнении работ ведется долгие годы. До 2020 г. были опробованы различные виды заканчивания и методы по интенсификации притока. С 2015 г. в связи с выносом пропанта после проведения ГРП было введено использование RCP-пропанта. С 2020 г. в активную фазу перешло бурение ГС длиной 1000 м и 9 стадиями ГРП. За период 2020–2021 гг. проведено более 50 операций ГРП, на которых было получено 12 осложнений в виде СТОПов. В период с 2021 по 2023 г. началось использование формулы для расчета трений в интервале ПВР/ПЗП на основе устьевых давлений, что позволило снизить количество осложнений вдвое при схожем количестве операций. Также начато использование 3D ГММ для планирования ГРП.

По результатам опробования различных способов заканчивания скважин и определения оптимального ГС с МГРП с поперечными трещинами было принято решение о развитии данной технологии – увеличения стадийности ГРП и длины ГС. Далее выявление оптимальной длины и количества стадий ГРП проводилось с использованием инструментов гидродинамического моделирования. На ГДМ была проведена серия расчетов по установлению оптимальной длины горизонтального ствола и количества стадий ГРП. С целью выбора оптимальной технологии в расчете использовался комплексный параметр, который включает в себя показатели накопленной добычи нефти за 20 лет, запускной дебит скважины, риски успешности проведения ГРП (зависят от количества стадий ГРП), риски успешности бурения ГС (зависят от длины ствола) и экономический показатель NPV. С учетом комплексного параметра было определено наиболее эффективное закачивание скважин на Пр – ГС 1500 м с 15 стадиями ГРП.

В производственной программе запланировано три пилотных участка по закачке воды и газа, газа вместе с водой соответственно (4 нагнетательные скважины – на воду, 3 – на закачку газа).

После подтверждения успешности ГС1000+МГРП выполнено размещение фонда по данным ПДГТМ для формирования варианта на полное развитие. Очередность бурения планировалась с учетом представлений о ФЕС по данным транзитного бурения, результатов первичных и повторных испытаний. На основе полномасштабных расчетов на ГДМ определена условная зависимость между накопленной нефтью и КН, выполнено итоговое ранжирование фонда и заложение объемов для эксплуатационного бурения. Запланировано бурение 255 скважин с применением технологии ГС+МГРП со средним запускным дебитом более 40 т/сут [2].

На основе всесторонних исследований был выявлен единственный на данный момент эффективный способ увеличения добычи нефти на Преображенском горизонте – применение многостадийного гидроразрыва пласта (МГРП). Скважины, где применяется МГРП с поперечными трещинами относительно регионального стресса, показывают более стабильную добычу по сравнению с теми, где использовались другие методы интенсификации.

В дальнейшем планируется увеличить зону воздействия на пласт за счет увеличения длины горизонтального участка скважин и количества стадий МГРП. Для решения этой задачи используются современные методы, включая детальное геологическое, геомеханическое и гидродинамическое моделирование. В частности, применяется неравномерное размещение стадий ГРП с концентрацией их в наиболее продуктивных зонах и отказом от проведения ГРП в малопродуктивных интервалах для оптимизации затрат. Каждая стадия ГРП рассчитывается индивидуально,

с учетом геолого-физических характеристик конкретного интервала и оценкой экономической целесообразности.

Также одним из главных вызовов при разработке Преображенского горизонта в период 2025–2027 гг. будет реализация ячейки заводнения на одной из кустовых площадок, в результате чего будет принято дальнейшее решение о реализации системы ППД на объекте ПР и о выборе агента воздействия. Однако могут возникнуть большие сложности с наземной инфраструктурой по закачке газа. В этой связи в ДТСР 2024 г. рассмотрены проектные участки, предполагающие разные типы как заводнения, так и истощения для определения оптимальной системы разработки. Также в ближайшее время при проведении работ по гидроразрыву пласта будет опробована закачка кварцевого песка взамен стандартного керамического пропанта. Объекты ТРИЗ имеют высокий потенциал добычи нефти на всех активах компании.

- [1] Пуляевский М.С., Греков Г.В., Зырянов Н.М., Вахромеев А.Г. Комплексный подход к выбору эффективной технологии вовлечения в добычу ТриЗ нефти из низкопроницаемых карбонатных коллекторов Преображенского горизонта Верхнечонского нефтегазоконденсатного месторождения, Восточная Сибирь // Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. 2022. № 2 (350). С. 35–46.
- [2] Бетехтин С.С., Зырянов Н.М., Ведерников Н.Е., Ахмадишин А.Т., Валеев Р.Р. Определение оптимальной технологии заканчивания скважин в низкопроницаемом карбонатном коллекторе Восточной Сибири // Экспозиция Нефть Газ. 2024. № 9. С. 81–85.



БУРЕНИЕ НА ЛИТИЕНОСНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ РАССОЛЫ, ИСПЫТАНИЕ ПРОДУКТИВНОГО ОБЪЕКТА: ПЕРВЫЙ ОПЫТ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.Г. Вахромеев¹, И.А. Тиханович², С.А. Сверкунов¹, В.Н. Федоров²,
Ю.К. Ланкин¹, М.А. Данилова³, А.Г. Малышев²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

² Санкт-Петербург, ООО «Газпром-Инвест»

³ Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Развитие альтернативной энергетики и производство автономных источников энергии требует все большей добычи батарейных металлов, наиболее востребованным из которых является литий. Выявление устойчивых содержаний элементов в продукции скважин на территории Ковыктинского газоконденсатного месторождения (ГКМ) стало новым этапом в освоении редкометалльной углеводородно-гидроминеральной провинции с уникальными концентрациями соединений лития и других полезных компонентов. Ресурсы литийсодержащего рудного и гидроминерального сырья в Восточной Сибири колоссальны, но опытно-промышленная добыча в настоящее время только начинается, включая этап оценки ресурсной базы и подсчет запасов на отдельных участках.

Гидроминеральное сырье юга Сибирской платформы приурочено к напорным подземным водам [1], которые характерны как для динамических, так и для упругих запасов [1, 2]. Они распространены в бассейнах подземных вод, которые относятся к инфильтрационной и элизионной водонапорным системам. Упругие запасы сосредоточены преимущественно в пределах элизионных водонапорных систем, представляют собой объем напорных вод, высвобождающийся при вскрытии водоносного пласта и снижении пластового давления в нем при откачке (самоизливе) за счет объемного расширения воды и уменьшении емкостного пространства самого пласта. Эта закономерность проявляется в цикле первичного вскрытия бурением межсолевого природного резервуара, в котором распределены высоконапорные рассолы, что весьма осложняет строительство скважины. Проблемным является и цикл испытаний глубоких скважин на промышленные воды. Как правило, наиболее высокодебитные интервалы с рапой плотностью более 1.42 г/см³ приурочены больше к сложным межсолевым карбонатным коллекторам. Данную особенность необходимо учитывать при проектировании конструкции скважин и непосредственно в процессе их бурения и испытания.

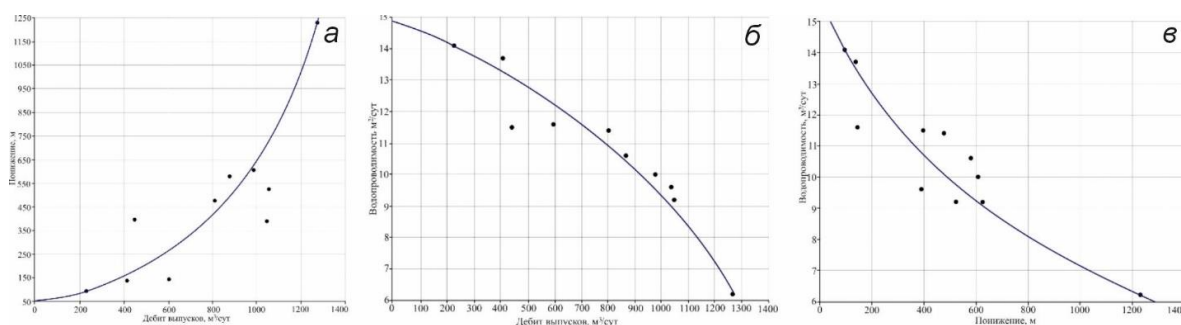
Бурение и заканчивание скважины. Первая целевая скважина проекта «Литий» была заложена на участке с более 30 лет назад пробуренной глубокой разведочной скважиной, из которой был получен фонтанный приток рапы. В процессе бурения по нижнекембрийской толще этой скважиной было вскрыто несколько продуктивных пластов. Так, приток разгазированной рапы получен при проходке интервала 1960–1971 м (христофоровский горизонт). В интервале 1996–2001 м (кровельная часть усольской свиты) был получен приток рапы из балыхтинского горизонта с АВПД 46 МПа ($K_a=2.3$) и дебитом 7.3 м³/ч (173 м³/сут). Самое интенсивное рассолопроявление с дебитом около 5000 м³/сут началось с глубины 2076 м при вскрытии бурением межсолевой трещинно-жильной зоны в карбонатах толщиной в первые метры с аномальными параметрами по пластовому давлению (47 МПа).

Бурение новой скважины осуществлялось с учетом прошлого опыта и применения современных технологий строительства скважин. Стоит отметить несколько базовых решений: конструкцией скважины предусмотрен спуск эксплуатационной обсадной колонны в подошву балыхтинского горизонта, то есть непосредственно перед вскрытием межсолевого рапоносного пласта; использование технологии БРД (бурение с регулируемым давлением) при бурении по рапоносным пластам с АВПД; запланирован, скоррелирован и отобран керн из интервалов рапопроявлений; заканчивание скважины предусмотрено открытым стволом в интервалах наиболее

высокодебитных рапоносных пластов. Это обусловлено необходимостью поддержания термобарических условий в ПЗП, близких к природным, с целью недопущения обвальной кристаллизации солей. К основным трудностям фактической проводки целевых скважин следует отнести выбор плотности бурового раствора для первичного вскрытия рапоносного АВПД-пласта с БРД, который требует разработки решений по отсечению рапоносного пласта от основного ствола (пакер-пробка и др.) на стадии консервации скважин. При длительных простоях скважины, заполненной тяжелым буровым раствором плотностью 2.35 г/см^3 , происходит снижение ФЕС коллектора либо отмечается полное отсутствие притока при дальнейшем освоении.

Целевая задача гидрогеологической скважины на этапе разведки залежей промышленных рассолов – определение гидрогеологических параметров продуктивного рассолоносного горизонта, зоны для последующей оценки запасов рассолов. От первичных данных гидродинамических исследований прямо зависят конечные гидрогеологические результаты: прогноз, оценка расчетных параметров продуктивных интервалов разреза, методология разведки и последующего освоения залежей и месторождений промышленных металлоносных рассолов с аномально высоким пластовым давлением. Реализация опытно-фильтрационных работ по определенной методике [2–4] позволяет обосновать ресурсную базу промышленных рассолов, а также лития, рубидия, цезия, брома, йода и других редких, рассеянных элементов и минеральных солей в них. Собственно методика опытно-фильтрационных исследований (выпусков) из высоконапорных межсолевых продуктивных залежей промышленных литиеносных рассолов галогенно-карбонатной гидрогеологической формации Сибирской платформы рассмотрена авторами ранее в серии публикаций [4] с учетом разработок и опыта ведущих гидрогеологов страны. Перед исследованиями на режимах пишут начальную кривую восстановления давления, после режимов – конечную кривую восстановления давления, а затем отбирают глубинные пробы рассолов. Подсчет запасов необходимо делать гидравлическим, совместным гидравлическим и гидродинамическим методами.

По данным испытания первой целевой разведочной скважины на промышленные рассолы в пределах лицензионного участка «Литий» в контуре Ковыктинского газоконденсатного месторождения, изучаемая по комплексу данных залежь распределена в сложных трещинных коллекторах. Важнейший результат ГРП: в процессе проведения опытно-фильтрационных работ – выпусков на разных режимах перелива / фонтанирования на регулируемом штуцере – зафиксировано уменьшение параметра водопроницаемости с увеличением дебита и в то же время увеличение напора (рисунков, а, б, в), т.е. закрытие, деформация водопроницающих, фильтрующих трещин сложного карбонатного коллектора.



а – увеличение понижения уровня (напора) продуктивного рассолоносного горизонта от увеличения дебита выпуска; **б** – уменьшение параметра водопроницаемости продуктивного рассолоносного горизонта от увеличения дебита в процессе длительного цикла ОФР; **в** – уменьшение параметра водопроницаемости продуктивного рассолоносного горизонта от увеличения понижения уровня (напора) в процессе длительного цикла ОФР, Проект «Литий». Подготовил Ю.К. Ланкин, 2025.

Внешнее питание продуктивных горизонтов рассолов с АВПД сверху и снизу отсутствует. Это значит, что от мощности продуктивного водоносного горизонта зависит область захвата одиночными скважинами промышленных вод, объемы их ресурсов и запасов.

При вскрытии бурением высоконапорного водоносного пласта из одиночных скважин может происходить излив рассола с весьма значительным дебитом. При этом через какое-то время он может уменьшиться или прекратиться с падением напора. Поскольку упругие запасы характеризуются объемом воды, обеспечивающимся снижением пластового давления в нем при откачке (самоизливе), объемным расширением воды и уменьшением пустотного пространства

самого пласта, опытно-фильтрационные работы необходимо выполнять на двух-трех ступенях понижения; при значительном падении пластового давления может уменьшаться продуктивность водоносного горизонта. Каждая ступень понижения будет характеризоваться своим коэффициентом водопроводимости на расчетную величину снижения пластового давления, что необходимо учитывать при подсчете запасов гидродинамическим методом.

Изучены и проанализированы значительные массивы геолого-геофизических, гидрогеологических и геопромысловых данных глубокого бурения, опытно-фильтрационных работ применительно к гидрогеологическим задачам проекта «Литий». На основании совместного анализа результатов специальных исследований целевой гидрогеологической скважины и разнородных данных, ранее полученных в процессе разведки газоконденсатных залежей месторождения, существенно конкретизированы модельные представления об условиях залегания литиеносных рассолов. На основании выполненных исследований созданы апостериорные гидрогеологические модели месторождений и залежей редкометалльных рассолов, оконтурена высокопродуктивная на литий зона (промышленное содержание до 4.35 кг/м^3 в пересчете на LiCl), выявлены проблемные области освоения этого стратегического для Российской Федерации литиевого сырья, в том числе аномальное пластовое давление ($K_{\text{ан}}$ до 2.3) и неравновесность предельно насыщенных рассолов ($M > 700 \text{ г/л}$, плотность $> 1450 \text{ г/л}$). Опыт бурения и гидродинамических исследований первой глубокой, более 2000 м, целевой гидрогеологической скважины на литиеносные рассолы необходимо учесть в планировании дальнейших ГРП на этот новый вид редкометалльного минерального сырья.

- [1] Бондаренко С.С. Изучение и оценка ресурсов минеральных, термальных и промышленных вод. М.: Недра, 1975. 243 с.
- [2] Бочеввер Ф.М. Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1968. 326 с.
- [3] Боровский Б.В., Самсонов В.Г., Язвин Л.С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М.: Недра, 1973. 304 с.
- [4] Корзун А.В., Вахромеев А.Г., Павленко О.Л. и др. Методические рекомендации по оценке запасов промышленных подземных вод на Ковыктинском участке недр. ЕСОЭН, ООО «Газпром ВНИИГАЗ», 2023. 46 с.



НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КУРУМКАНСКОЙ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

С.Д. Великославинский¹, В.В. Бортников^{1,2}, Е.Б. Сальникова¹,
А.Б. Котов¹, Е.В. Толмачева¹, В.П. Ковач¹, Ю.В. Плоткина¹,
Т.М. Сквитина³, Н.Ю. Загорная¹

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

² Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sd1949@yandex.ru

Курумканская толща выделена В.Л. Дуком с соавторами из состава верхнеалданской серии Алданского щита, которая вслед за Д.С. Коржинским рассматривалась как наиболее древнее палеоархейское и даже катархейское стратиграфическое подразделение Алданского щита. Курумканская толща представлена разнообразными по составу метаосадочными и метавулканическими породами, которые залегают на тоналит-трондьемитовых ортогнейсах западно-алданского комплекса с возрастом 3335 ± 2 млн лет. Однако в результате Sm-Nd изотопно-геохимических исследований было показано, что формирование осадочных пород курумканской толщи относится к палеопротерозою. Более точные данные о возрасте курумканской толщи отсутствуют, что затрудняет разработку интегрированных геодинамических моделей формирования докембрийских комплексов Алданского щита. В связи с этим были выполнены U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования метавулканических пород курумканской толщи, результаты которых представлены в настоящем докладе.

Курумканская толща сложена главным образом метаморфизованными в условиях гранулитовой фации кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами (алевропелитовые и пелитовые аргиллиты), гранат-биотитовыми, гиперстен-биотитовыми и гранат-гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами (граувакковые песчаники, граувакковые алевролиты, туффиты среднего состава, вулканиты среднего и кислого состава), а также двупироксеновыми, пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми кристаллическими сланцами, протолитами которых являются базальты. Для геохронологических исследований использован образец биотит-гиперстенового плагиогнейса из типового «разреза» курумканской толщи, протолитом которого послужил дацит нормальной щелочности.

Выделение циркона из образца биотит-гиперстенового плагиогнейса курумканской толщи проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение морфологических особенностей акцессорного циркона осуществлялось с помощью оптического микроскопа LEICA DMLP (при увеличении в 500–1000 раз) и сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 в режиме вторичных электронов и катодолюминесценции.

Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэроабразивная обработка. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом, так и в динамическом режиме (при помощи счетчика ионов). Для изотопных исследований использован изотопный индикатор ²³⁵U-²⁰²Pb. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 3 пг Pb и 0.1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» и «ISOPLOT». При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Циркон, выделенный из образца биотит-гиперстенового плагиогнейса, представлен субидiomорфными кристаллами призматического, короткопризматического габитуса, ограниченными призмой {100}, {110} и дипирамидами {111}, {211} и {101}. Ребра кристаллов сглажены. Размер зерен изменяется от 50 до 250 мкм, $K_{удл.}$ варьируется в пределах 1.5–2.5. Циркон прозрачный и полупрозрачный, имеет светло-желтую и желтовато-коричневую окраску. Для его внутреннего строения характерно наличие ядер различного облика и разной степени сохранности. Католюминесцентное исследование показало, что ядра преимущественно имеют осцилляционную зональность, а в оболочках, обладающих пониженной люминесценцией, зональность наблюдается только в реликтовой форме. Ядра зерен циркона содержат первичные частично раскристаллизованные расплавные включения, типичные для вулканических и субвулканических пород. В оболочках включения минералообразующих сред не обнаружены.

U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования проведены для наиболее прозрачных единичных кристаллов циркона размером >100 мкм, как «необработанных», так и подвергнутых предварительной аэроабразивной обработке. При этом два кристалла, подвергнутые предварительной аэроабразивной обработке, были извлечены непосредственно из препарата для католюминесцентных исследований (CLC метод). Циркон, подвергнутый аэроабразивной обработке, характеризуется незначительно дискордантными (0.6 %) или конкордантными оценками возраста в отличие от «необработанного» циркона, что, очевидно, обусловлено присутствием оболочки, образованной во время более позднего метаморфического события. Величина конкордантного возраста циркона 2395 ± 6 млн лет совпадает с возрастом, который определяется верхним пересечением дискордии (2398 ± 9 млн лет), рассчитанной для всех точек изотопного состава циркона (нижнее пересечение соответствует возрасту 1189 ± 160 млн лет, СКВО=0.17).

Геохронологические данные для циркона из биотит-гиперстенового плагиогнейса подтверждают представление о палеопротерозойском возрасте курумканской толщи. Полученная оценка возраста совпадает с возрастом формирования анорогенных гранитов нелюкинского комплекса (2522 ± 2 – 2398 ± 4 млн лет), широко распространенных в пределах зоны сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока Алданского щита.

Таким образом, метавулканические породы курумканской толщи являются более ранними образованиями, чем ассоциирующие с ними метаосадочные породы с оценками Nd модельного возраста $t_{Nd}(DM)=2.3$ – 2.2 млрд лет. Другими словами, в ее состав включены разновозрастные породы, формирование которых связано с разными этапами раннепротерозойского периода геологического развития Алданского щита.

Исследования выполнены в рамках темы НИР FMUW-2025-0002 ИГГД РАН.



ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ИКАТСКОГО ХРЕБТА (ДАВЫКШИНСКАЯ И ИКАТСКАЯ СВИТЫ)

Л.И. Ветлужских, М.С. Скрипников

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, vetluzhskikh@ginst.ru

Отложения нижнего палеозоя Икатского хребта представлены разрезами давыкшинской и икатской свит кембрийского возраста. Стратотип икатской свиты (центральная часть Икатского хребта, одноименное месторождение марганца) детально изучался при поисково-разведочных работах В.Г. Беличенко [2]. На Икатском месторождении отложения давыкшинской и икатской свит смяты в антиклинальную складку. В ее ядре, пересекаемом р. Икат-Гаргинский, выходит верхняя часть (мощность 200 м) давыкшинской свиты (нижняя свита мраморов по Павловскому и др., 1954), которая сложена известняками светло-серыми, белыми, реже – до темно-серых, с линзовидными горизонтами макроскопически сходных доломитовых известняков и доломитов [2]. В коллекции М.М. Язмира, собранной в 1977 г. по р. Икат-Гаргинский, Б.А. Далматовым, были определены трилобиты *Redlichoidea fam.ind.*, *Edelsteinaspis* sp., *Binodaspis* sp., *Kooteniella cf. slatkowskii*, брахиоподы *Nisusia* (?) sp., археоциаты плохой сохранности (качинский горизонт, тойонский ярус), подробно описанные и представленные в палеонтологических таблицах в «Атласе ископаемой фауны и флоры палеозоя Республики Бурятия» [1].

На давыкшинской свите согласно залегает икатская свита через переходную пачку темно-серых графит-карбонатных сланцев мощностью от нескольких до 20–30 м. Икатская свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью. На левобережье Иката-Гаргинского ее обобщенный разрез, по данным В.Г. Беличенко, П.М. Хренова и других исследователей [1, 2], имеет следующий вид (снизу вверх):

- 1) сланцы филлитовидные с линзами марганценосных сланцев в верхней части пачки. Мощность до 260 м;
- 2) сланцы карбонатные и графит-карбонатные с линзами марганценосных сланцев и мраморов мощностью до 220 м;
- 3) сланцы тремолит-карбонат-кварцевые с линзами родонит-бустамитовых пород. Мощность до 300 м;
- 4) сланцы карбонатные с линзами филлитовидных сланцев и карбонатных брекчий мощностью до 150 м;
- 5) доломиты и известняки, серые и темно-серые, часто битуминозные с линзами карбонатных, филлитовидных и кварц-углистых сланцев. Мощность составляет первые сотни метров.

Общая мощность представленного разреза более 1000 м.

Севернее на правобережье р. Икат-Гаргинский мощность как всего разреза, так и отдельных пачек сильно сокращается. Некоторые пачки выклиниваются совсем или образуют линзы в известняках, латерально полностью сменяющих сланцы на расстоянии до 3–4 км. Известняки светло-серые, со слабо выраженной тонкой полосчатостью, вмещают резко подчиненные тела доломитов. Последние тяготеют в основном к горизонтам, лежащим стратиграфически выше верхней пачки карбонатных сланцев. Мощность известнякового разреза более 1400 м (верхняя часть икатской свиты здесь перекрыта надвигом метаморфитов Гаргинской «глыбы»).

Непосредственно к югу от Икатского месторождения – в бассейне р. Пугловой – разрез икатской свиты надстраивается мощной существенно карбонатной толщей, в составе которой преобладают темно-серые известняки, а выходы на дневной поверхности превышают 200 км². Однако из-за интенсивной разрывной тектоники и отсутствия находок органических остатков разрез этой толщи пока не расшифрован.

В стратотипической местности икатской свиты ее граница с давыкшинской свитой, охарактеризованной трилобитами верхов тойонского яруса нижнего кембрия, очевидно, соответствует рубежу между нижним и средним кембрием. Мощность фаунистически охарактеризованных отложений амгинского яруса среднего кембрия на территории Бурятии колеблется от 300 до

700 м [3]. При неполной мощности икатской свиты в стратотипическом разрезе около 1400 м последний, по-видимому, охватывает полностью не только амгинский, но и майский ярус среднего кембрия по меньшей мере и, не исключено, также часть верхнего кембрия. В верхней половине разреза икатской свиты по р. Пугловой, таким образом, могут присутствовать отложения нижнего палеозоя (верхний кембрий – силур). О корректности такого предположения свидетельствуют находки Г.Л. Казазаевым органических остатков в икатской свите верховьев р. Ципа, также представленных в Атласе 2003 г. [1, табл. X; табл. XI, фиг. 1].

Необходимо подчеркнуть крайне важное значение стратотипа икатской свиты не только для обоснования непрерывности разрезов среднего и верхнего кембрия Саяно-Байкальской горной области, но и для анализа карбонатного осадконакопления в послебоксонское время. В центральной части Икатского хребта латеральные взаимопереходы сланцевого и карбонатного разрезов совершенно однозначны, как и значительные объемы постратотипических карбонатных образований.

- [1] *Атлас ископаемой фауны и флоры палеозоя Республики Бурятия* / Ред. Т.Н. Корень. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003. 204 с.
- [2] *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.
- [3] *Ветлужских Л.И., Минина О.Р., Неберикутина Л.Н.* Биостратиграфические подразделения амгинского яруса среднего кембрия Западного Забайкалья // Вестник Воронежского университета. 2009. № 1. С. 50–62.



ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СПАССКОЙ СЕРИИ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

Н.И. Ветрова

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

Карбонатные отложения спасской серии распространены в горно-шорском сегменте Алтае-Саянской складчатой области (северная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса). Они сформированы в ходе эволюции Палеоазиатского океана, занимают важное положение в геологическом строении и определяют высокий металлогенический потенциал Горной Шории. Карбонаты спасской серии вмещают промышленно значимые месторождения и проявления инфильтрационного марганцевого оруденения и золотое оруденение различных генетических типов. Возраст спасской серии принят как вендский с определенной степенью условности и требует подтверждения/уточнения или опровержения. В связи с этим проведены геохимические и изотопно-геохимические (Sr, C, O) исследования спасских карбонатных отложений в стратотипическом разрезе.

Карбонаты спасской серии сложены массивными насыщенными углеродистым веществом известняками, среди которых часто встречаются линзы и прослои кремнистых отложений, что может указывать на их формирование в глубоководных морских обстановках. Выполненные геохимические исследования показали, что основные разновидности карбонатов представлены чистыми известняками с Mg/Ca отношением 0.008–0.022, среди которых в подчиненном количестве на разных уровнях встречаются доломитистые известняки с Mg/Ca отношением между 0.135 и 0.341. Изотопно-геохимические исследования, выполненные для чистых известняков, показали высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения – от 0.70788 ± 0.000006 до 0.70838 ± 0.000005 и положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ (от 0.0 ± 0.1 ‰ до $+1.5 \pm 0.1$ ‰), при $\delta^{18}\text{O} = 23.0 \pm 0.2$ ‰ – 26.4 ± 0.2 ‰. Такой изотопный состав C и O характерен для карбонатов морского происхождения. Карбонаты спасской серии характеризуются низкими Sr/V и Ce/Ce* отношениями и в то же время высокими U/Th отношениями. Обеднение Ce указывает на то, что они были сформированы в субкислородной среде. При этом допустимы колебания уровней кислорода в воде, что может объяснить низкие Sr/V отношения.

Комплексное рассмотрение полученных данных по изотопам Sr и C и сравнение со сводной мировой кривой изотопного состава радиогенного стронция в морской воде [1] предполагают формирование спасских карбонатов на временном интервале 590–585 млн лет (ранний венд). Карбонатные отложения со схожими изотопными характеристиками известны в карбонатных последовательностях Сибири, Центральной Азии и всего мира. Известняки чехла Тувино-Монгольского микроконтинента с возрастом 600–580 млн лет имеют значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7072$ – 0.7084 , карбонаты чехла Дзабханского микроконтинента с возрастом 590–560 млн лет – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70715$ – 0.70791 [2]. Карбонаты опорного разреза венда Сибири (Патомский бассейн) характеризуются схожими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями: 0.70755 – 0.70823 [3]. На северо-восточной окраине Сибирского континента (Хараулахское поднятие) описаны карбонатные отложения с возрастом 640–580 млн лет и изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70791 до 0.70817 [4]. В то же время (635–580 млн лет) на северо-западной окраине Сибирского континента (Игарское поднятие) формировались карбонатные отложения с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах 0.70740 – 0.70772 [5]. Стратиграфическими аналогами карбонатов спасской серии в других регионах мира являются отложения нижней части формации Доушанто Южно-Китайского континента [6], формации Хаттенберг кратона Калахари в Намибии [7], формации Блюфлауэр в Северо-Западной Канаде [8], формация Лома Негра в Аргентине, формация Поланко в Уругвае и группа формаций Корумба в Бразилии [9].

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 23-77-10035.

- [1] Shields G.A., Strachan R.A., Porter S.M., Halverson G.P., Macdonald F.A., Plumb K.A., de Alvarenga K.J., Banerjee D.M. et al. A template for an improved rock-based subdivision of the pre-Cryogenian timescale // Journal of the Geological Society. 2022. V. 179, № 1. doi:10.1144/jgs2020-222.
- [2] Vishnevskaya I., Letnikova E., Pisareva N., Proshenkin A. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonate deposits of the Tuva-Mongolian and Dzabkhan continental blocks: Constraints on the age, glaciation and sedimentation // Chemostratigraphy. Concepts, Techniques, and Applications. 2015. P. 451–487. doi:10.1016/B978-0-12-419968-2.00018-2
- [3] Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. Изотопный состав Sr в известняках дальнотайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256. doi:10.31857/S0024497X20030052.
- [4] Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Ситкина Д.Р., Крамчанинов А.Ю. Sr-изотопная хемотратиграфия и Pb-Pb возраст карбонатных отложений рифея Хараулахского поднятия (северо-восточная окраина Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 3. С. 466–478. doi:10.15372/GiG2019141.
- [5] Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В., Каурова О.К., Быкова Н.В., Иванова Н.А. Ранневендская положительная C- изотопная аномалия в известняках чернореченской свиты Игарского поднятия (северо-запад Сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 3. С. 274–298. doi:10.31857/S0024497X23700088.
- [6] Zhou C., Xiao S. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China // Chemical Geology. 2007. V. 237, № 1–2. P. 89–108.
- [7] Cui H., Kaufman A.J., Peng Y. et al. The Neoproterozoic Hüttenberg $\delta^{13}\text{C}$ anomaly: genesis and global implications // Precambrian Research. 2018. V. 313. P. 242–262.
- [8] Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // Geological Society of America Bulletin. 1994. V. 106. P. 1281–1292.
- [9] Gómez Peral L.E., Poiré D.G., Strauss H., Zimmermann U. Chemostratigraphy and diagenetic constraints on Neoproterozoic carbonate successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina // Chemical Geology. 2007. V. 237. P. 109–128.



ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС МЕТАПЕСЧАНИКОВ САКУКАНСКОЙ СВИТЫ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА – НАИБОЛЕЕ ДРЕВНИЙ НАДЕЖНЫЙ ПОЛЮС СИБИРСКОГО КРАТОНА?

В.Ю. Водовозов, А.П. Беляков

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, vodo7474@yandex.ru
Москва, Геологический институт РАН

Образование Сибирского кратона в раннем протерозое являлось, вероятно, отражением более глобального процесса – становления раннепротерозойского суперконтинента (Колумбия/Нуна/Хадсонленд). Палеомагнитные данные позволяют количественно рассчитать палеоширотное положение крупных геологических структур, тем самым проливая свет на процессы сборки кратонов и суперконтинентов, однако для успешного применения этого метода существует целый ряд ограничений, одни из главных – слабо проявленные процессы метаморфизации и тектоническая ригидность изучаемого блока. Чем ближе к времени объединения, тем вероятнее нарушение этих ограничений. Благодаря работам последних лет, прежде всего наших коллег из ИГГД РАН (В.П. Ковач, А.Б. Котов и др.), удалось найти геологический объект, возможно уникальный для Сибирского кратона, по которому можно получить надежное палеомагнитное определение (с положительными полевыми тестами, достаточной статистикой и определенным с необходимой точностью возрастом породы), максимально близкое ко времени амальгамации. В данной работе мы представляем результаты изучения палеомагнетизма такого объекта – метапесчаников сакуканской свиты кеменской серии удоканского комплекса юга кратона.

Удоканский комплекс – мощная (до 13 км) протоплатформенная осадочная толща, залегающая на архейском фундаменте Алданского щита, традиционно расчленяется на три серии (снизу вверх) – кодарскую, чинейскую и кеменскую. Породы кодарской серии сильно метаморфизованы (до амфиболитовой фации), отделены от верхнележащих толщ этапом деформаций и метаморфизма и имеют возраст 1.99–1.91 млрд лет [4]. Кодарскую серию предлагается исключить из удоканского комплекса [2, 4]. Верхние две серии метаморфизованы в меньшей степени, до зеленосланцевой фации, возраст самых молодых цирконов из песчаников чинейской серии составляет 1.90 млрд лет [5]. Породы кеменской серии (талаканская, сакуканская и намингинская свиты) залегают согласно или с размывом на отложениях чинейской серии. Деформированные породы удоканского комплекса прорваны гранитами кодарского комплекса и габброидами чинейского комплекса с возрастом 1876–1867 млн лет [6, 7]. Породы чинейской и кеменской серий накапливались, таким образом, в узком временном интервале – 1.90–1.88 млрд лет, в этом же интервале произошло рудообразование, складчатость и метагенез. Породы верхних двух серий удоканского комплекса откладывались на стадии коллапса орогенного сооружения, сразу после основного этапа орогенеза 1.91–1.90 млрд лет, приведшего к объединению Алданского и Станового супертеррейнов, и непосредственно перед внедрением больших интрузивных постколлизийных массивов [2].

Для палеомагнитных исследований был отобран 121 образец из 9 сайтов, расположенных в пределах Намингинской синклинали Кодаро-Удоканского прогиба (хребет Удокан), примерно поровну из средне- и верхнесакуканской подсвит. Пробы отобраны на разных крыльях синклинали, с углами падения от 23 до 150° (перевернутое залегание). Исследованные образцы представлены мелкозернистыми параллельно- и косослоистыми песчаниками и алевропесчаниками с проявлениями предметаморфических преобразований. Они сложены кварцем, полевым шпатом, серицитом, образовавшимся по глинистому цементу, вторичным биотитом, по которому развивается хлорит, пиритом, вторичными кальцитом и гематитом. На раннюю стадию метагенеза, согласно [8], указывают масштабная серицитизация, грануляция зерен кварца (местами частичная грануляция), вростки иллита в калиевом полевопшпате, изгиб зерен плагиоклаза, полосы Бёма на кварцевых зернах и регенерационные кварцевые каемки.

Лабораторные испытания проводились на базе палеомагнитных лабораторий ГИН РАН и МГУ по стандартным методикам, ступенчатая температурная чистка проводилась до полного размагничивания. На диаграммах Зийдвервельда выделяются 2–3 компоненты естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и круги перемагничивания. При совместном анализе высокотемпературных компонент ЕОН и кругов перемагничивания удалось рассчитать средние направления для всех точек. На стереограмме они образуют биполярное распределение в СВ и ЮЗ румбах с пологими наклонениями, тест обращения положительный ($\gamma/\gamma_c=6.3/30.3$). Один сайт сильно отклоняется от других; возможно, это связано с неполным введением тектонической поправки или локальным вращением. Среднее направление по 8 точкам: $D=192.7^\circ$, $I=21.5^\circ$, $k=18.0$, $a_{95}=13.4^\circ$ (в древней системе координат), тест складки в модификации DC [9] положительный. Полюс, рассчитанный по этому направлению ($Plat=-21.4^\circ$, $Plong=105.1^\circ$, $dp/dm=7.5/14.1$), совпал с палеомагнитными полюсами, полученными по раннепротерозойским гранитам кодарского комплекса и габброидам чинейского комплекса [1, 3]. Согласно этому определению Чара-Олекминский геоблок Алданского щита находился 1.90–1.88 млрд лет назад в приэкваториальных (11°) широтах.

Возраст нашего полюса, согласно положительным палеомагнитным тестам, отвечает интервалу 1.90–1.88 млрд лет. Возможно, он практически не отличим от времени внедрения наиболее древних посткинematических интрузивных комплексов (1.88–1.87 млрд лет), но положительный тест складки все же говорит об относительно более древнем возрасте полюса, полученного нами по кеменской серии. Большая ошибка полученного определения оставляет возможности для незначительных взаимных разворотов отдельных массивов, но наши данные позволяют утверждать, что жесткая структура Чара-Олекминского геоблока сформировалась к 1.88 млрд лет. Возможно, нами получено наиболее древнее надежное палеомагнитное определение, которое можно отнести к Сибирскому кратону.

- [1] Водовозов В.Ю., Захаров В.С., Зверев А.Р., Травин А.В. Датирование термоостаточной намагниченности гранитных батолитов (на примере гранитов кодарского комплекса Забайкалья) // Проблемы геокосмоса: Материалы 12-й Международной школы-конференции (8–12 октября 2018 г.). СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 52–57.
- [2] Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Феномен аномально быстрого накопления отложений удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 4. С. 664–671.
- [3] Зверев А.Р., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских базитовых комплексов олекминского блока юга Сибирского кратона // Проблемы геокосмоса: Материалы 12-й Международной школы-конференции (8–12 октября 2018 г.). СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 96–100.
- [4] Ковач В.П., Адамская Е.В., Котов А.Б. и др. Возраст и источники сноса пород кодарской серии Удоканского комплекса (Алданский щит): результаты геохимических, U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd-Hf изотопных исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32, № 5. С. 3–26.
- [5] Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П. и др. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты геохронологических (LA-ICP-MS) и изотопных U-Th-Pb- и Nd-исследований // Доклады РАН. 2018. Т. 482, № 2. С. 177–180.
- [6] Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Граниты рапакиви кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29, № 4. С. 339–364.
- [7] Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Доклады РАН. 2009. Т. 424, № 4. С. 517–521.
- [8] Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: процессы и факторы. М.: ИНФРА-М, 2018. 259 с.
- [9] Enkin R.J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 212. P. 151–166.



ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И SR-ND ИЗОТОПНЫЕ ПРИЗНАКИ СИЛИКАТНОЙ И КАРБОНАТНОЙ АССИМИЛЯЦИИ В ДЕВОНСКОЙ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТЕФРИТ-ИЙОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ УРЮПСКОГО СЕКТОРА МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

А.А. Воронцов

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

Субщелочные магматические породы нередко проявляются совместно с щелочными в разных геодинамических обстановках Земли. Их сонахождение как территориально, так и во времени в пределах одной вулканической области делает проблематичным реконструкцию петрогенезиса с позиции исключительно одного механизма образования и эволюции магмы определенного состава, например кристаллизационной дифференциации субщелочной мафической магмы. Здесь, прежде всего, возникает сложность с объяснением скачкообразных вариаций суммарной щелочности и отношений натрия к калию. Ключевой вопрос при изучении магматических областей заключается в том, почему в одном вулканическом разрезе нефелиновые породы переслаиваются с безнефелиновыми.

Подобное переслаивание засвидетельствовано в Урюпском секторе Горячегорского плато Минусинского прогиба. Здесь вулканические породы перекрывают кембро-ордовикские диориты и раннекембрийские карбонатные отложения. Вулканические породы Урюпского сектора участвуют в структуре трех последовательно расположенных вулканогенно-осадочных толщ (снизу вверх): субщелочной базальтовой, субщелочной – щелочной берешской и субщелочной ашпанской. Все они были образованы в раннем девоне в соответствии с находками растительных остатков. Эти данные обобщены в новой региональной стратиграфической схеме девонских отложений восточной части Алтае-Саянской области [1].

Породы базальтовой и ашпанской толщ близки по составу между собой и представлены трахибазальтами и базальтовыми трахиандезитами, в них SiO_2 колеблется от 45 до 56 мас. %. Состав изверженных пород берешской толщи указывает на существование двух групп, выделенных в соответствии с геологическими данными. В одной из них SiO_2 колеблется от 46 до 59 мас. %, доминируют щелочные базальты, но, кроме того, присутствуют тефриты, тефрифонолиты и ийолиты. Высокая щелочность и преобладание натрия над калием в этих породах согласуется с высоким содержанием модалного нефелина. Во второй группе распространены трахибазальты, SiO_2 колеблется от 44.5 до 53.0 мас. %. В субщелочных породах модалный нефелин отсутствует.

С увеличением содержания SiO_2 содержание глинозема в щелочных породах резко снижается, что свидетельствует о фракционировании нефелина. В субщелочных породах содержание Al_2O_3 колеблется в пределах 15.0–17.2 мас. %, демонстрируя слабые градиенты увеличения Al_2O_3 с увеличением SiO_2 . Эволюция субщелочных магм контролировалась интенсивным фракционированием оливина на ранних стадиях процесса, что привело к резкому снижению содержания MgO по мере увеличения содержания SiO_2 . Таким образом, тренды изменения составов субщелочных пород близки друг к другу, но отличаются от трендов для щелочных пород, что указывает на разные механизмы кристаллизационной дифференциации.

Редкоэлементные спектры для всех пород на спайдер-диаграммах имеют сложную конфигурацию и сочетают в себе характеристики как базальтов океанических островов (OIB), так и островодужных базальтов (IAB). Субщелочные породы демонстрируют сходные закономерности, но все они обеднены Rb, Ba, Th, U, K, Nb и REE, по сравнению с их щелочными SiO_2 -аналогами. Кроме того, для щелочных пород, в отличие от слабощелочных пород, характерен широкий диапазон вариаций Hf, Y, MREE (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy) и HREE (Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

В породах базальтовой толщи исходное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется от 0.704202 до 0.704236 (ϵSr от 2.4 до 2.9). Ашпанские породы характеризуются более высоким содержанием радиогенного стронция. В них исходное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется от 0.704403 до

0.705082 (ϵSr от 5.3 до 14.9). Породы берешской толщи имеют самые широкие вариации изотопного состава Sr, превышающие минимальные и максимальные значения в породах базырской и ашпанской толщ. Исходное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется от 0.70446 до 0.70544 (ϵSr от 6.1 до 20.1) в щелочных породах. В базальтовых трахиандезитах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70472$, $\epsilon\text{Sr}=9.9$.

В породах базырской и ашпанской толщ изотопные характеристики неодима варьируются в узком диапазоне и близки друг к другу. Исходные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ варьируются от 0.512380 до 0.512420 (ϵNd от 5.1 до 5.9) для пород базырской толщи и от 0.512371 до 0.512426 (ϵNd от 5.0 до 6.0) для пород ашпанской толщи. В щелочных породах берешской толщи наблюдается широкий диапазон изотопных вариаций неодима, исходные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ колеблются от 0.51238 до 0.51246 (ϵNd от 5.1 до 6.7). В базальтовом трахиандезите исходное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51243$, $\epsilon\text{Nd}=6.1$. Среди всех урюпских пород только субщелочные базырские породы показывают отрицательную тенденцию между ϵNd и SiO_2 как признак ассимиляции вещества с низкими значениями ϵNd . Такие низкие значения, полученные путем пересчета на 405 млн лет, характерны для додевонских диоритов.

Геологические, геохимические и изотопные различия между субщелочными и щелочными породами не вписываются в предшествующую модель развития девонского магматизма Минусинского прогиба, в которой принимается метасоматоз мантийного источника плюмовой природы как главная причина вариаций составов мафических пород [2]. В предлагаемую ранее модель внесены изменения и учтено загрязнение мантийных магм коровым веществом. В скорректированной модели добавление коровых субстратов к субщелочным магмам приводит к изменению состава таких магм и запускает новый механизм их дифференциации, который отличается от магматической дифференциации без корового загрязнения. Силикатное загрязнение реализуется случайным образом и происходит только на ранней стадии формирования Урюпской вулканической толщи. Наряду с силикатной ассимиляцией, эпизодическое возникновение нефелиновых щелочных вулканитов среди безнефелиновых субщелочных вулканитов обусловлено непредсказуемым взаимодействием субщелочных мафических расплавов с блоками додевонских карбонатсодержащих отложений. Новообразованные расплавы будут обладать пониженными величинами ϵNd при силикатной ассимиляции и повышенными величинами ϵSr при карбонатной ассимиляции.

Работа выполнена в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

- [1] Краснов В.И., Перегудов Л.Г., Ратанов Л.С., Федосеев Г.С. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений восточной части Алтае-Саянской области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 7. С. 54–101.
- [2] Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Буслов М.М., Травин А.В., Махлаев М.Л., Дриль С.И., Катраевская Я.И. Плюмовый магматизм северо-восточной части Алтае-Саянской области: этапы, состав источников, геодинамика (на примере Минусинского прогиба) // Доклады РАН. 2017. Т. 472, № 4. С. 449–455.



ФЕНОМЕН «LOST AND FOUND»: СВИДЕТЕЛЬСТВА ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ ИНТЕРВАЛА 2.40–2.10 МЛРД ЛЕТ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская

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

До недавнего времени, после фундаментальных работ К. Конди с соавторами [1, 2], которые обобщили информацию по магматическим и осадочным породам палеопротерозоя на древних кратонах, в мировой научной среде безоговорочно постулировалась гипотеза о том, что на интервале геологической истории от 2.40 до 2.20 млрд лет на Земле имело место повсеместное, практически полное прекращение какой бы то ни было значимой эндогенной активности. Подобная гипотеза отвечала общему тренду развития взглядов на эволюцию Земли с позиций актуальной дискуссии о непрерывности и дискретности развития природы. В частности, ранее глобальный перерыв в тектономагматической активности для интервала 1.70–0.70 млрд лет был обоснован в работах ряда авторов, рассматривавших его как «Период глобальной неопределенности» [3], «Скучный миллиард» [4] или «Земля среднего возраста» [5]. Однако следует заметить, что уже сейчас этот интервал не выглядит как время полного прекращения эндогенной активности на Земле, наполняясь новыми данными, свидетельствующими об эпизодических проявлениях магматизма на древних кратонах (обзоры в [6, 7]).

Возвращаясь к палеопротерозою, стоит заметить, что для Сибирского кратона долгое время также считалось, что в его пределах отсутствует магматизм на временном интервале от 2.40 до 2.10 млрд лет, что подтверждалось, в первую очередь, данными по возрасту магматических комплексов, в том числе гранитоидов (обзор в [8]). Этот же интервал до недавнего времени был практически «стерилен» в плане возраста зерен детритового циркона в изученных мезо- и неопротерозойских осадочных породах кратона [9–14 и др.].

Полученные в последние годы результаты позволяют пересмотреть эту достаточно устойчивую гипотезу. В частности, по зернам детритового циркона из песчаников ингажинской свиты Урикско-Ийского блока палеопротерозойского Ангарского орогенного пояса были получены незначительные пики с возрастом 2.32, 2.18, 2.10 млрд лет, при том что возраст песчаников оценивается в диапазоне 1.91–1.87 млрд лет [15].

В кордиеритсодержащих и гиперстен-биотитовых парагнейсах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа с возрастом протолита 1.95–1.85 млрд лет описан детритовый циркон с возрастом 2.34, 2.28, 2.20 млрд лет [16].

В двуслюдяных парагнейсах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа, накопление протолитов которых происходило в период 1.97–1.87 млрд лет, обнаружены зерна детритового циркона с возрастом 2.25, 2.30 млрд лет [17].

В слюдисто-кварцевых сланцах и кварцитах харгитуйской свиты Аkitканского орогенного пояса, накопление протолита которых имело место в интервале 2.15–1.95 млрд лет, присутствуют зерна детритовых цирконов, возраст которых показывает основной пик на отметке 2.33 млрд лет и более мелкие значимые пики на отметках 2.22 и 2.15 млрд лет [18].

В песчаниках иликтинской свиты Аkitканского орогенного пояса, которые могли накапливаться в период 1.95–1.91 млрд лет, отмечаются значимые возрастные пики на отметках 2.35, 2.29–2.28, 2.17–2.16 млрд лет [19].

Гранатсодержащие гнейсы из керна одной из скважин Даниловской группы, пробуренной в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы Транссибирского орогенного пояса, протолиты которых накапливались около 2.00–1.97 млрд лет назад, содержат зерна обломочного циркона с возрастом 2.35, 2.27 и 2.13 млрд лет [17].

В метатерригенных породах кодарской серии Алданского щита с возрастом 1.99–1.91 млрд лет, входящих в структуру Станового орогенного пояса, содержатся зерна детритового циркона с возрастом в диапазоне 2.40–2.20 млрд лет [20].

Обобщая вышеизложенное, можно отметить тот факт, что детритовый циркон с возрастом в диапазоне 2.40–2.10 млрд лет был обнаружен в палеопротерозойских метатерригенных породах, которые распространены в пределах или вблизи древних орогенных поясов. Кроме этого, именно в пределах орогенных поясов встречаются редкие магматические образования с возрастом 2.25–2.10 млрд лет: в Аkitканском орогенном поясе отмечены граниты с возрастом 2.15 млрд лет [21], в Становом орогенном поясе описаны граниты с возрастом 2.11 млрд лет [22], а в Транс-сибирском орогенном поясе присутствуют гранитогнейсы с возрастом 2.25 млрд лет [17].

Следует отметить, что так как до рубежа 1.90 млрд лет Сибирского кратона как единой консолидированной структуры не существовало, обнаруженные свидетельства указывают на определенную эндогенную активность интервала 2.40–2.10 млрд лет, имевшую место в отдельных, разобщенных террейнах, которые в дальнейшем, при сборке Сибирского кратона, вошли в структуру его орогенных поясов.

В связи с тем, что преобладающими породами орогенных поясов кратона являются магматические образования с возрастом 2.00–1.85 млрд лет, сформированные как на стадии орогенеза, так и на этапе постколлизиионного растяжения, в более молодых, мезо- и неопротерозойских осадочных толщах именно эти, колоссальные по своим объемам магматические породы, главным образом богатые цирконом гранитоиды и вулканиты кислого состава, обеспечили подавляющий объем обломочных цирконов, которые практически полностью затушевывают вклад магматических образований с возрастом 2.40–2.10 млрд лет, которые играли крайне ограниченную роль в геологической истории Сибири.

Таким образом, новые данные, полученные для террейнов, входящих в структуру Сибирского кратона, свидетельствуют о том, что на временном интервале 2.40–2.10 млрд лет не произошло полного прекращения активных геологических процессов, как это считалось ранее для большинства древних кратонов [1, 2], а имело место лишь существенное уменьшение масштабов их проявления. Результаты, полученные для Сибирского кратона, хорошо соотносятся с актуальными воззрениями К. Конди, изложенными им с соавторами в 2022 г., о так называемом TML (tectono-magmatic lull) [23], т.е. затухании тектономагматических процессов на интервале от 2.40 до 2.10 млрд лет.

Возвращаясь к названию тезисов, можно интерпретировать новые результаты как «Lost and Found» (прим.: с английского – «Потеряно и найдено», обычно на вокзалах и в аэропортах, касательно багажа), а именно как новый шаг к пониманию геологической истории Земли на тех интервалах ее развития, которые ранее считались «потерянными», а сейчас оказались вполне доступными («найденными») для изучения и понимания происходящих на их протяжении процессов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант № 23-17-00196.

- [1] *Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N.* Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra // *Gondwana Research*. 2009. V. 15. P. 228–242.
- [2] *Condie K.C., O'Neill C., Aster R.C.* Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 282. P. 294–298.
- [3] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M.* A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // *American Journal of Science*. 2010. V. 310. P. 812–825.
- [4] *Roberts N.M.W.* The boring billion? Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent // *Geoscience Frontiers*. 2013. V. 4. P. 681–691.
- [5] *Cawood P.A., Hawkesworth C.J.* Earth's middle age // *Geology*. 2014. V. 42. P. 503–506.
- [6] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Salnikova E.B., Mazukabzov A.M., Kotov A.B., Motova Z.L., Stepanova A.V., Kovach V.P.* Evidence of the latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) mafic magmatism the southern Siberia: extensional environments in Nuna supercontinent // *Precambrian Research*. 2021. V. 354. 106049.
- [7] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Kotov A.B., Salnikova E.B., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Demanterova E.I., Mazukabzov A.M., Stepanova A.V., Konstantinov K.M.* Mesoproterozoic (ca. 1.26 Ga) Srednecheremshansk mafic-ultramafic intrusion in the southern Siberia: Signature of the Mackenzie event in Siberia // *Precambrian Research*. 2023. V. 390. 107038.
- [8] *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Research*. 2020. V. 348. 105869.
- [9] *Гладкоhub 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.

- [10] Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian Research*. 2015. V. 259. P. 78–94.
- [11] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. 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.
- [12] Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Research*. 2015. V. 267. P. 39–71.
- [13] Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- 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.
- [14] 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.
- [15] Гладкохуб 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.
- [16] Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2010. Т. 18, № 1. С. 18–33.
- [17] Гладкохуб Д.П., Донская Т.В., Ефремова У.С. Свидетельства магматических событий раннего палеопротерозоя (2.4–2.1 млрд лет) на юге Сибирского кратона // Докембрийский саммит-2025: Материалы научной конференции (11–13 августа 2025 г.). Петрозаводск: ФИЦ КарНЦ РАН, 2025. С. 61–64.
- [18] Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкохуб Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В., Брянский Н.В. Разделение раннепротерозойской харгитуйской свиты сарминской серии (Акитканский орогенный пояс, Сибирский кратон) на разновозрастные толщи на основании результатов U–Pb-изотопного анализа циркона // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2024. Т. 517, № 1. С. 707–715.
- [19] Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкохуб Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В., Брянский Н.В. Раннепротерозойские отложения иликтинской свиты как индикаторы эволюции Акитканского орогена (юг Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2024. Т. 65, № 5. С. 631–654.
- [20] Ковач В.П., Адамская Е.В., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Склярёв Е.В., Загорная Н.Ю., Сквитина Т.М., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Тон И. Возраст и источники сноса пород кодарской серии удоканского комплекса (Алданский щит): результаты геохимических, U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd-Hf изотопных исследований // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2024. Т. 32, № 5. С. 3–26.
- [21] Донская Т.В., Гладкохуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // *Петрология*. 2016. Т. 24, № 6. С. 587–606.
- [22] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Склярёв Е.В., Гладкохуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // *Доклады РАН*. 2018. Т. 479, № 4. С. 412–416.
- [23] Condie K.C., Pisarevsky S.A., Puetz S.J., Spencer C.J., Teixeira W., Faleiros F.M. A reappraisal of the global tectono-magmatic lull at ~2.3 Ga // *Precambrian Research*. 2022. V. 376. 106609.



ТЕПЛОЙ ПОТОК, ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ И ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ТРЕЩИННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В.А. Голубев

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

В прошлом значительная часть Прибайкалья неоднократно покрывалась ледниками, а в наши дни здесь на земную поверхность выносят глубинное тепло десятки гидротермальных источников. В данном сообщении впервые рассмотрены и проанализированы причины совпадения районов/площадей проявления четырех феноменов Прибайкалья: 1) последнего – Сартанского оледенения (24–11 тыс. лет назад), 2) современных естественных (нерукотворных) выходов термальных вод, 3) высоких скоростей подъема северной части горного обрамления Байкала (данные повторного нивелирования), 4) участков дна Байкала с тепловым потоком более 200 мВт/м² (что почти трехкратно превышает среднее по озеру его значение) [1]. Из представленных материалов следует, что это оледенение и три других обсуждаемых фактора наиболее сильно проявлены в северной части Прибайкалья. На дне Среднего Байкала и в его обрамлении число гидротермальных источников и сопровождающих их высоких тепловых потоков снижается на порядок, по сравнению с их количеством севернее. Юго-западнее дельты Селенги выходов термальных вод на берегах Байкала пока не обнаружено. Отсутствуют здесь и отмеченные выше высокие тепловые потоки из дна озера (рис. 1).

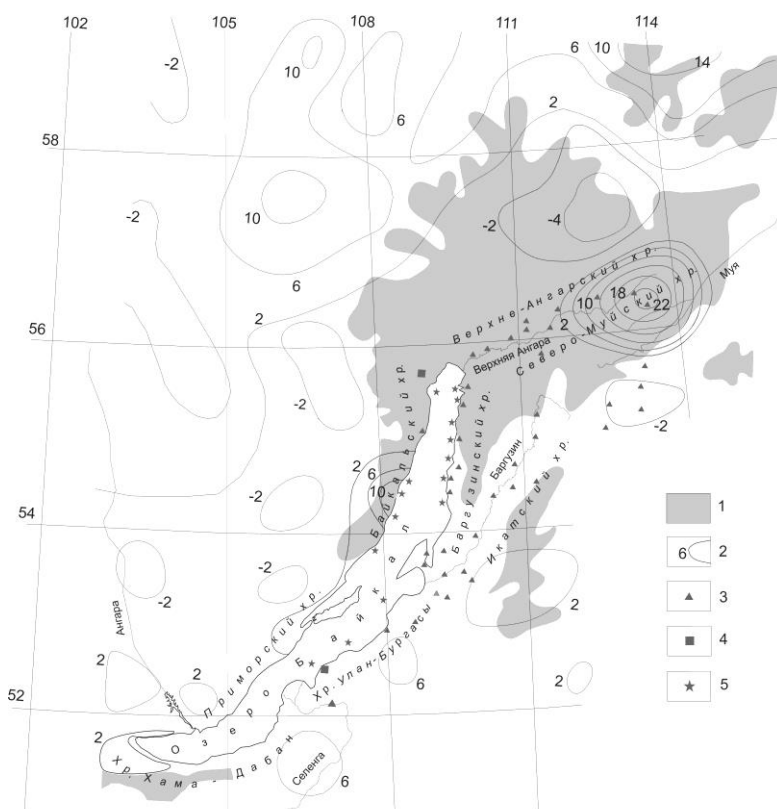


Рис. 1. Территория, охваченная Сартанским оледенением и связанные с ним геолого-геофизические характеристики Прибайкалья. 1 – площади, покрытые Сартанским ледником (24–11 тыс. лет назад) [2]; 2 – изолинии скоростей современных вертикальных движений земной поверхности, мм/год [2]; 3 – термальные источники на суше; 4 – рукотворные выходы термальных вод (буровые скважины); 5 – пункты дна оз. Байкал, в которых тепловой поток превышает 200 мВт/м² [1].

Во время последнего оледенения верхняя часть горных хребтов Северного Прибайкалья была покрыта ледниками толщиной до 1000 м [2]. Как и в других районах, недавно лишившихся ледниковых покровов, например в Фенноскандии и на Канадском щите, причиной постгляциального подъема гор Прибайкалья является изостазия и обратимые и необратимые упругие деформации верхнего хрупкого слоя горных пород на глубине от 0 до 10 км и более. Обусловленные трещинными деформациями изменения толщины этого слоя коры являются дополнительными к его обратимым упругим изменениям и сравнимы с ними по величине. В Фенноскандии связанное с ледниками суммарное изменение толщины верхнего слоя земной коры, обусловленное как упругими ее деформациями, так и сопровождающими их изменениями объемов трещинных макропоровых пространств, достигает 190 м, что, почти в два раза больше изменений толщины этого слоя упругой природы [3]. Продолжая эти сравнения, приходим к выводу, что любая вертикаль, проходящая сквозь верхние слои гор Северного Прибайкалья, должна встретить заполненные термальными водами субгоризонтальные трещинные пустоты коледниковой природы, суммарная мощность которых может составлять десятки метров и изменяться вслед за изменяющимся весом залегающего над ними тающего/нарастающего ледника (рис. 2). Затухание в южном направлении ближайшего к нам оледенения и привело к отсутствию современных гидротермальных систем на берегах и дне Южного Байкала.

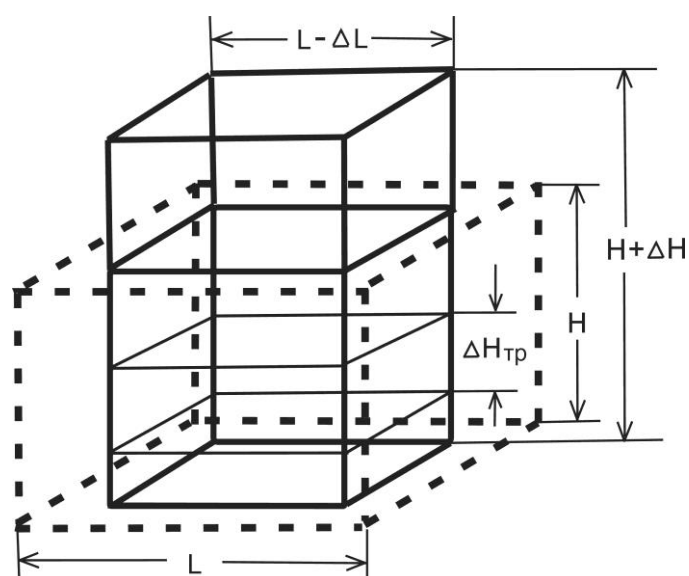


Рис. 2. Схема тектонических изменений в блоке земной коры при снятии давления (таянии) залегающего над ним ледника. Штриховыми линиями показан блок, сдавленный весом ледника, сплошными – после его таяния. Под толщей ледника блок имел размер H по вертикали и L по горизонтали. После таяния ледника его высота увеличилась и стала $H + \Delta H$. $\Delta H = \Delta H_{\text{упр}} + \Delta H_{\text{тр}}$. Первое слагаемое – это связанное со снятием ледниковой нагрузки упругое вертикальное расширение блока, второе слагаемое – это увеличение его высоты, обусловленное появлением в блоке субгоризонтальных трещинных пространств. При снятии давления ледника горизонтальные размеры блока L уменьшаются согласно соотношению Пуассона на величину $\Delta L \approx 1/4 \Delta H_{\text{упр}}$. При этом на такую же величину ΔL увеличивается суммарная ширина субвертикальных разломных пространств, расположенных по разные стороны от блока.

На Байкале выполнено свыше 1 тыс. измерений теплового потока. Осреднение его величин по площадкам дна озера в совокупности с результатами осреднения потока по другим рифтовым впадинам БРЗ дает 72 ± 24 мВт/м², что в два раза выше 35 ± 15 мВт/м² – среднего теплового потока в скважинах горного обрамления Байкала и смежных с ним впадин. Это двукратное различие средних не соответствует глубинному тепловому режиму, а обусловлено переносом тепла потоками подземных вод от горного обрамления впадин к самим этим впадинам [1]. С переходом на более значительные глубины различия в тепловом режиме под впадинами и хребтами Байкальского региона уменьшаются. Так, согласно оценкам толщины сейсмогенного и магнитоактивного слоев коры (глубина, на которой достигается температура Кюри (580 °С)) различия в термическом режиме под впадинами и хребтами северо-восточного фланга этого региона (где сосредоточено большинство гидротермальных выходов Прибайкалья) с ростом глубины исчезают, а указанная температура достигается вблизи подошвы земной коры [1, 4]. Как видим, основные

черты распределения величин измеренного (близповерхностного) теплового потока и данные глубинной геофизики хорошо согласуются между собой в том случае, если те и другие рассматривать с учетом перераспределения глубинного тепла потоками подземных вод. В северной части Прибайкалья, где сосредоточено большинство гидротермальных источников БРЗ, в это перераспределение большой вклад вносят подземные воды, перемещающиеся по проницаемым зонам, возникшим при снижении ледниковой нагрузки последнего плейстоценового оледенения.

Деграляция ледников последнего плейстоценового оледенения на севере Прибайкалья привела к формированию здесь в верхней части земной коры больших макротрещинных пустот, используемых подземными водами при их движении от горных хребтов к рифтовым впадинам. Именно здесь локализовано большинство термальных источников Прибайкалья. Снижение интенсивности этого оледенения в южном направлении и более длительный рифтогенез привели к исчезновению гидротермальных систем на берегах и дне Южного Байкала. Иными словами, южная часть Прибайкалья уже «пережила» период своего развития, когда в ней существовали гидротермальные системы, подобные встречаемым севернее.

- [1] Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: ГЕО, 2007. 222 с.
- [2] Леви К.Г., Мирошниченко А.И., Козырева Е.А., Кадетова А.В. Модели эволюции озерных бассейнов Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Геохронология. Этнология. Антропология. 2015. Т. 11. С. 55–85.
- [3] Богданов В.И., Малова Г.И. Проблемы современной изостазии и масштабные эффекты трещиноватости земной коры континентов и океанов // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 3. С. 3–17.
- [4] Filippova A.I., Golubev V.A., Filippov S.V. Curie point depth and thermal state of the lithosphere beneath the northern flank of the Baikal rift zone and adjacent areas // Surveys in Geophysics. 2021. V. 42. P. 1143–1170.

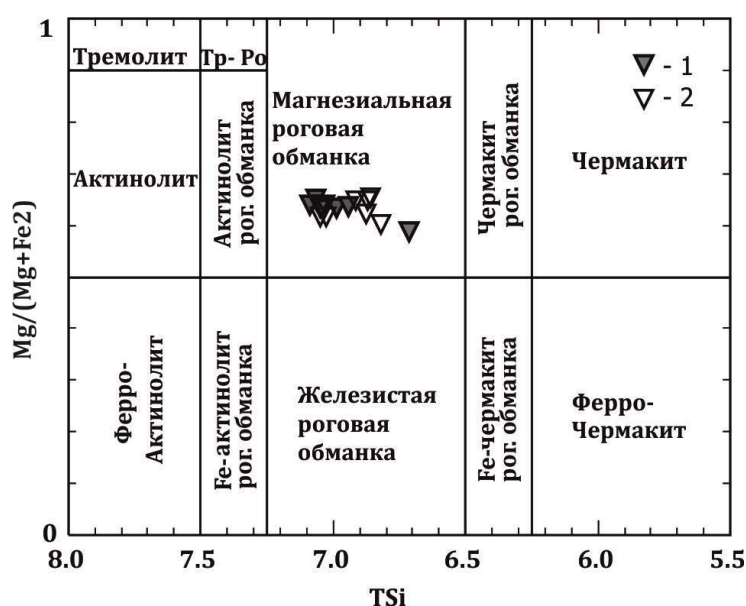


СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ ГРАНИТОИДОВ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Т.А. Гонегер

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, goneger@ginst.ru

В пределах Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС), выделенной в центральной и северо-восточной части Западного Забайкалья, развиты три структурно-формационных зоны со сложной историей становления [1]. Исследования магматических комплексов проводились в Витимкан-Ципинской зоне БВСС. В работе представлены результаты детальных петрохимических и минералогических исследований ордовикских гранитоидов, слагающих главные фазы Андреевского массива. Цель – выявление условий кристаллизации родоначальных для пород массива расплавов по составу породообразующих минералов. Проведены расчеты и оценка РТ-параметров формирования. Массив расположен в бассейне руч. Андреевский (приток р. Талой, Витимское плоскогорье). Породы массива по минеральному и химическому составу отвечают умеренно калиевым нормально-щелочным роговообманковым габбро-диоритам (проба 16-3и), биотит-роговообманковым диоритам (проба 16-2и), монцонитам и гранодиоритам, слагающим различные фазы внедрения массива [2]. Породы представляют собой переходные разности от мета- до пералюминевых, индекс ASI изменяется в пределах от 0.7 до 1.1. Коэффициент агапитности равен 0.2–0.3. Магнезиальность (#mg) габбро-диоритов 0.43, диоритов – 0.33 и гранодиоритов – 0.28. Содержание в породах TiO_2 , P_2O_5 и MnO уменьшается с увеличением кремнезема. Изучен состав основных породообразующих минералов – плагиоклаза и амфибола, второстепенного минерала биотита и из акцессорных – апатита и циркона. Плагиоклаз является ведущим минералом и имеет зональное строение, по составу в габбро-диоритах центральные зоны сложены андезином An_{42-36} , далее к краю олигоклазом An_{22-27} . В диоритах плагиоклазы образуют плотную группу на границе олигоклаза-андезина An_{26-30} , при этом сохраняется прямая зональность, где в центре зерен проявляется андезин An_{41} . Результаты химического анализа амфиболов представлены на классификационной диаграмме (рисунок). Изученные амфиболы пород Андреевского массива соответствуют магнезиальной роговой обманке [6].



Классификация кальциевых амфиболов [6]. 1 – амфиболы из габбро-диоритов; 2 – амфиболы из диоритов. Данные химического анализа удовлетворяют параметрам диаграммы: $\text{Ca}_B \geq 1.50$; $(\text{Na}+\text{K}) < 0.50$; $\text{Ca}_A < 0.50$.

Проведенные расчеты показали, что габбро-диориты и диориты характеризуются близкими температурными показателями (таблица). Расчеты ликвидусных температур (температур исходного расплава) выполнены с использованием геотермометров Дж.Ф. Молина и др. [5] и К. Путирка (уравнение 3) [7], которые основаны на составе магматических пород, содержащих амфибол. Оценка температуры ранних стадий кристаллизации расплава проводилась с помощью геотермометра Т.М. Харрисон и Э.Б. Уотсон [3], определяющего температуру кристаллизации апатита (температура насыщения расплава апатитом). Оценка субсолидусных температур была выполнена с использованием амфибол-плагиоклазового геотермометра Т. Холланда и Дж. Бланди [4] и амфиболовой калибровки К. Путирка (уравнение 5) [7], которые показали в среднем близкие значения (таблица). Температура кристаллизации циркона (температура насыщения расплава цирконом) была рассчитана по геотермометру Э.Б. Уотсон и Т.М. Харрисон [8]. Проведенные расчеты показали значения для диоритов (проба 16-2и), близкие температурам кристаллизации амфибола (таблица), а для габбро-диоритов (проба 16-3и) значения ниже 700 °С, что следует рассматривать как некорректные для этой породы.

Расчеты РТ-параметров формирования пород Андреевского массива

Номер пробы	Т (°С)						Р (кбар)	
	Расплав [5]	уравнение 3 расплав [7]	насыщение апатитом [3]	амфибол-плагиоклаз [4]	уравнение 5 амфибол [7]	насыщение цирконом [8]	Al в роговой обманке [9]	Al в роговой обманке [10]
16-3и	1044	1039	871	719–740	740–756	691	1.8	1.6–1.8
16-2и	992	1002	916	705–757	768–804	773	2.1–2.7	2.3–3.3

Расчеты величин литостатического давления при кристаллизации пород Андреевского массива были выполнены с использованием геобарометров, учитывающих содержания Al в амфиболе [9, 10], и составляют 1.6–1.8 кбар для габбро-диоритов и 2.1–3.3 кбар для диоритов. Роговые обманки в изученных породах характеризуются низкими значениями отношения Fe/(Fe+Mg), равными 0.26–0.35, что свидетельствует об условиях их кристаллизации при высокой фугитивности кислорода [11].

Таким образом, определена температура расплава, родоначального для ордовикских пород Андреевского массива, которая составила 992–1044 °С (субликвидусные значения). Выполненные расчеты показали, что первым кристаллизующимся минералом является апатит (температура насыщения расплава апатитом составила 871–916 °С), что подтверждается петрографическими исследованиями. Оценка температур процесса кристаллизации расплава, в том числе кристаллизации роговой обманки и плагиоклаза, показывает близкие субсолидусные значения для габбро-диорита 740–750 °С и диорита 750–770 °С при величинах давления, которые изменяются в пределах от 1.6 до 3.3 кбар на глубинах становления массива от 4–7 км.

- [1] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [2] Гонегер Т.А., Минина О.Р. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья // Геодинамика и минерагения Северной Евразии: Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецово СО РАН. Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2023. № 2. С. 154–157.
- [3] Harrison T.M., Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. P. 1467–1477.
- [4] Holland T.Y.B., Blundy J.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contribution Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116. P. 433–447.

- [5] Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez C., Fershtater G.B. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid mg partitioning // *Lithos*. 2015. V. 232. P. 286–305.
- [6] Номенклатура амфиболов // Доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНМ МА) // Записки ВМО. 1997. № 6. С. 83–97.
- [7] Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. P. 841–858.
- [8] Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and Planetary Science Letters*. 1983. V. 64. P. 295–304.
- [9] Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattich B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 2016. V. 117. 85.
- [10] Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contribution Mineralogy and Petrology*. 1992. V. 110. P. 304–310.
- [11] Anderson J.L., Smith D.R. The effect of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer // *American Mineralogist*. 1995. V. 80. P. 549–559.



63

месторождение полиметаллов [11]. В каменноугольно-пермском мегацикле важную роль при формировании одноименной минерагенической эпохи в зоне взаимодействия атлантического и тихоокеанского сегментов Земли (восток Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области) играли процессы, связанные с телескопированным характером транспортировки флюидов (от древних к молодым) в карбонатном цоколе и в терригенном осадочном чехле, в черных сланцах класса трогов, прогибов и впадин [15] тонкодисперсных концентраций благородных металлов [12, 13, 14].



Схематический геологический разрез по линии А–Б. Скважины глубокого бурения на востоке Сибирской платформы (атлантический сегмент Земли (по [6], с изменениями).

Работа выполнена по госзаданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки России, проекты FUG-2024-0005 и FUG-2024-0007.

- [1] Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42–46.
- [2] Аброскин Д.В., Гриненко В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. и др. Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий. Масштаб 1:1500000. Якутск: Предприятие № 14 ГУГК, 1991.
- [3] Малич Н.С., Миронюк Е.П., Туганова Е.В., Гриненко В.С., Яшин Д.С. и др. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий масштаба 1:1500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- [4] Гриненко В.С., Спектор В.Б., Хан В.С. Геологическая карта Якутии. Масштаб 1:500000. Верхнеиндигирский блок. Листы: Q-53-А,Б; Q-53-В,Г; Q-54-А,Б; Q-54-В,Г; Q-55-А,Б; Q-55-В,Г. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
- [5] Ян-Жин-Шин В.А., Урзов А.С., Бирилюкин Г.В., Гриненко В.С., Прокопьев В.С. Геологическая карта Якутии масштаба 1:500000: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 26 с.
- [6] Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Сластенов Ю.Л., Щербаков О.И. Геологическая карта Якутии масштаба 1:500000. Центрально-Якутский блок. Листы: Р-51-А,Б; Р-51-В,Г; Р-52-А,Б; Р-52-В,Г. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
- [7] Старников А.И., Пушкарь Н.Н., Чернобровкина Г.А., Гриненко В.С. и др. Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Южно-Верхоянский блок. Листы: Р-53-А,Б; Р-53-В,Г; Р-54-А,Б; Р-54-В,Г; Р-55-А,Б; О-53-А,Б. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.
- [8] Гриненко В.С., Труцелев А.М., Сметанникова Л.И. и др. Государственная геологическая карта РФ. Верхояно-Колымская серия. Масштаб 1:1000000. Лист Q-52 (Верхоянские цепи). СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
- [9] Гриненко В.С., Юганова Л.А., Труцелев А.М. и др. Государственная геологическая карта РФ. Анабаро-Вилуйская серия. Масштаб 1:1000000. Лист R-51 (Джарджан). СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.

- [10] *Гриненко В.С., Баранов В.В., Девятков В.П.* Северо-Азиатская черносланцевая рудоносная мегапровинция на северо-востоке Евразии и ее перспективная минерализация // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 36–55. doi:10.47765/0869-5997-2022-10009.
- [11] *Гриненко В.С., Пантелеев В.Д.* Опыт применения рентгенорадиометрического экспресс-метода при поисках полиметаллического оруденения (на примере Приколымского поднятия) // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1990. С. 96–107.
- [12] *Гриненко В.С., Прокопьев А.В.* Углеродсодержащие стратониты верхнего палеозоя Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье) // Наука и образование. 2015. № 1 (77). С. 9–16.
- [13] *Гриненко В.С., Прокопьев А.В.* Черносланцевые геогенерации верхоянского терригенного комплекса и их продуктивная металлоносность // Наука и образование. 2016. № 1 (81). С. 31–40.
- [14] *Гриненко В.С.* Металлотекты раннего – среднего карбона верхоянского терригенного комплекса (Куранахский антиклинорий, Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 87–92.
- [15] *Мишин В.М., Гриненко В.С.* Металлоносные черносланцевые трюги зоны перехода Сибирская платформа – Яно-Колымская складчатая область // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении: Тезисы докладов международного совещания, посвященного 100-летию со дня рождения академика В.А. Кузнецова (10–12 апреля 2006 г.). Новосибирск: Гео, 2006. С. 157–159.
- [16] *Мишин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С.* Новая рудоносная провинция на востоке Сибирской платформы // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2002, № 1 (2). Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2002. С. 6–14.



МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ АБАКАНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОГО САЯНА

Н.И. Гусев

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

Абаканская железорудная минерагеническая зона (МЗ) расположена в полосе сочленения покровно-складчатого сооружения Западного Саяна с наложенными структурами Южно-Минусинской впадины и прослеживается на 150 км. В зоне развито промышленное магнетитовое оруденение гидросиликатной формации и арсенидно-медно-кобальтовое оруденение. Месторождения железа локализуются в зонах крупных разломов (Таштагольское и Кочуринское), а также связаны с второстепенными по масштабу разрывными нарушениями (Абаканское, Одрабашское, Табратское). Это относительно крупные месторождения с общими запасами 200–400 млн т руды. Определяющим признаком магнетитовых месторождений хлорит-амфиболовой (гидросиликатной) субформации [1] является отсутствие в них типичных скарных минералов – граната, пироксена и широкое развитие амфиболовых и амфибол-хлорит-эпидотовых метасоматитов. Рудовмещающие породы амфиболизованы, эпидотизированы, альбитизированы и хлоритизированы.

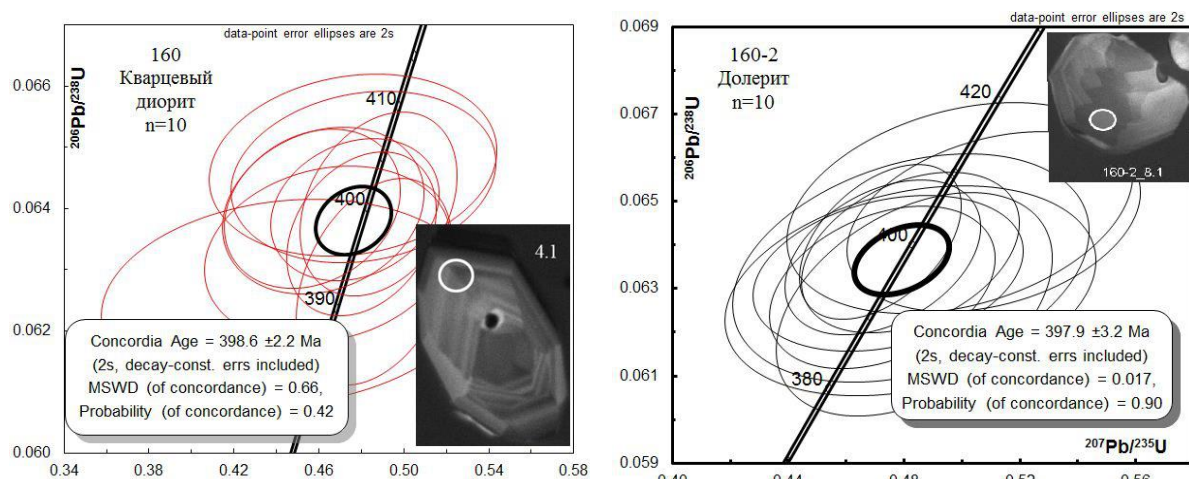
Абаканское железорудное месторождение локализовано среди эффузивно-туфогенных толщ нижнего и среднего кембрия, представленных вулканитами среднего и основного состава, туфопесчаниками, алевролитами с прослоями и линзами конгломератов и известняков. Длина Абаканской железорудной зоны 1.3 км при ширине до 220 м на поверхности и до 400–500 м на глубине. Внутри нее согласно с напластованием вмещающих пород залегают четыре крутопадающих рудных тела с протяженностью по простиранию 550–1000 м и по падению 430–1150 м при средней мощности 14–60 м. Балансовые запасы Абаканского месторождения 153 млн т руды с содержанием железа 42.4 %. Интрузивные породы, представленные малыми телами и дайками кварцевых диоритов, граносиенит-порфиоров, кварцевых альбититов и долеритов, обычно находятся в заметном удалении (до 3 км) от магнетитовых залежей на Абаканском месторождении. С железорудной зоной пространственно совмещено Ni-Co-As оруденение в карбонатных жилах. По данным изотопного ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) датирования было выделено два этапа формирования кобальтовой минерализации – раннедевонский (416–413 млн лет) и позднедевонский (380 млн лет), что, как представлялось, отвечает двум этапам базитового (и базальт-риолитового) магматизма в этом регионе [2]. Важным моментом является наложение карбонатно-арсенидных жил на дайки долеритов и лабрадорových порфиритов. Кроме того, на Абаканском месторождении был получен раннесилурийской возраст 437 ± 4 млн лет (U-Pb метод, SHRIMP) по циркону из граносиенит-порфиоров. Близкий возраст 439 ± 2 млн лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ метод) имеют зоны метаморфизма гидросиликатно-железорудных залежей [2]. В результате выстраивалась стройная картина, в которой железоруденение имело раннесилурийский возраст, а кобальт-арсенидное – раннедевонский.

Для уточнения последовательности магматизма нами были датированы в рудном поле Абаканского железорудного месторождения проба из малой интрузии кварцевых диоритов в борту промплощадки месторождения и проба крупнопорфировых долеритов (лабрадорových порфириты).

Кварцевые диориты сильно изменены. Состоят из крупнотаблитчатых кристаллов плагиоклаза размером ~0.5–2.5 мм, кристаллов кварца ксеноморфных очертаний, реликтов кристаллов роговой обманки и эпигенетических минералов, включающих чешуйки серицита, пелитоморфные глинистые образования, сфен, актинолит, цоизит, пренит, хлорит, эпидот, карбонат. В породе многочисленны зерна рудного минерала размером 0.08–0.40 мм, имеющие неправильную форму, лишь некоторые частично ограненные. Среди плагиоклазов преобладают короткотаблитчатые разности. По всей породе (в пределах шлифа) его кристаллы интенсивно замещаются гидрослюдами, пелитоморфными глинистыми минералами. В некоторых отмечаются более ранние

по отношению к глинистым выделениям пренита, эпидота, цоизита. Роговая обманка активно замещается актинолитом и сохраняются лишь ее реликты, что затрудняет определение ее возрастных отношений с плагиоклазом. Долериты содержат в порфировых выделениях лабрадор-битовнит и керсутит. Плагиоклаз имеет удлиненную широкопластинчатую форму кристаллов, размер которых варьируется от 3.5 до 120 мм. Он содержит мелкие (0.1–0.4 мм) включения, сложенные листовато-волокнистыми минералами с высоким двупреломлением, предположительно идингситом. Форма включений изометричная и короткопризматическая. Первичным минералом является один из группы оливина (скорее всего, мончителлит или форстерит). Более редки включения пироксена. Последний частично или полностью амфиболизирован.

Циркон из кварцевых диоритов светло-коричневый, прозрачный, идиоморфные короткопризматические кристаллы и их обломки, длина зерен циркона 70–124 мкм, Коэффициент удлинения (K_u)=1.0–1.8. В катодолюминесценции (КЛ) циркон с ярким свечением, с тонкой ритмичной и секториальной зональностью. Содержание (г/г) $U=108\text{--}198$, $Th=39\text{--}116$, $Th/U=0.37\text{--}0.61$. Конкордантный возраст, полученный по 10 анализам, составляет 399 ± 2 млн лет (D_1) и указывает на время кристаллизации пород (рисунок). Циркон из долеритов бесцветный, полупрозрачный и прозрачный, представляет собой субизометрические идиоморфные призматические кристаллы. Длина зерен от 77 до 233 мкм, $K_u=1.1\text{--}1.6$. В КЛ циркон с умеренно ярким и ярким свечением, с тонкой ритмичной и секториальной зональностью, характерной для циркона из пород основного состава. Содержание (г/г) $U=62\text{--}298$; $Th=34\text{--}416$; $Th/U=0.54\text{--}1.45$. Конкордантный возраст 397.9 ± 3.2 млн лет принимается как время кристаллизации долеритов. Возраст долеритов совпадает с возрастом кварцевых диоритов Абаканского месторождения (пр. 160) – 399 млн лет. Двухстадийный модельный возраст протолитов также совпадает: 0.74–0.76 млрд лет (таблица), что доказывает их когенетичность.



Типичный циркон в КЛ из кварцевых диоритов (пр. 160) и долеритов (пр. 160-2) Абаканского рудного поля и результаты его датирования (SHRIMP-II).

Изотопный состав самария и неодима

№ проб	Возраст, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2St})$, млрд лет
160	400	5.76	23.44	0.1485	0.512757	4.8	0.92	0.76
160-2	400	3.50	13.83	0.1530	0.512782	5.0	0.93	0.74

Вопрос о генезисе и возрасте магнетитового оруденения Абаканской МЗ является дискуссионным. Наряду с наиболее распространенной точкой зрения о метасоматическом генезисе железных руд Абаканского месторождения, также доказывается их первично-магматическое происхождение при широком проявлении метасоматоза, сопровождающего магматический процесс и маскирующего первично-магматическую природу руд [3]. Отметим, что магматический генезис характерен для месторождений железо-оксид-медно-золоторудного класса месторождений (IOCG-тип).

Абаканское месторождение локализовано среди отложений нижнего кембрия, и многими авторами рассматривалось ранее как кембрийское. Оруденение юго-западного фланга Абаканской МЗ (Верхнеабаканский железорудный район) накладывается на отложения силурийского возраста и связывается большинством исследователей с проявлениями вулканизма в составе ярышкольской свиты силура [4]. В результате эксплуатационных работ последних лет на глубоких горизонтах Абаканского месторождения установлено, что здесь магнетитовое оруденение накладывается на зону разлома, по которой нижнекембрийские отложения надвинуты на осадочно-вулканогенные образования нижней части девонского разреза Южно-Минусинской впадины. Следовательно, возраст железооруденения не древнее раннего девона. Это же касается арсенидного кобальтового оруденения, поскольку карбонатно-арсенидные жилы наложены на дайки долеритов, по которым получен раннедевонский возраст 398 ± 3 млн лет. Можно полагать, что и в юго-западной части Абаканской МЗ силурийский возраст железного оруденения маловероятен. Во всех остальных частях Западного Саяна никаких проявлений вулканизма на силурийском этапе не установлено. Ряд авторов считает, что и тела вулканогенных пород в поле развития осадочных отложений ярышкольской свиты силура представляют собой субвулканические образования девонского возраста [5]. С учетом этих фактов возраст магнетитового оруденения Абаканской зоны с наибольшей долей вероятности можно определить как раннедевонский. Раннедевонский возраст имеет и оруденение Хараджульского РУ (месторождения Хараджульское, Бутрахтинское), которое связывается с субвулканическими образованиями тимиртасского (D_1) вулканогенного комплекса Южно-Минусинской впадины [4]. Здесь, в центральных частях узла, преобладает арсенидно-медно-кобальтовое оруденение, сменяющееся к флангам медным.

- [1] Синянов В.И. Железорудные формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. 81 с.
- [2] Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И. и др. Возрастные рубежи формирования гидротермального кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1379–1395.
- [3] Долгушин С.С., Павлов А.Л. Механизм формирования магнетитовых месторождений (на примере Алтае-Саянской складчатой области). Новосибирск: Наука, 1987. 165 с.
- [4] Федотов А.Н., Перфилова О.Ю., Ладыгин С.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Минусинская. Масштаб 1:200000. Лист N-46-XXV (Аскиз): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 239 с.
- [5] Дербан А.Г., Махлаев М.Л. Составление структурно-формационной основы для разработки прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:500000 Республики Хакасия. ТФ «Хакасприродресурсы», 2017.



ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ГОРНОМ АЛТАЕ

Н.И. Гусев, О.М. Попова, А.Л. Пономарев

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

Ордовикский интрузивный магматизм долгое время не был известен в Горном Алтае, и только в последние годы с появлением современных методов датирования выяснилось его достаточно широкое распространение. Ордовик-силурийский период в западной части Алтае-Саянского орогена обычно рассматривается как этап пассивной континентальной окраины на основании предполагаемой геодинамической обстановки накопления колонны терригенных и карбонатно-терригенных отложений в течение нижнего ордовика (арениг) – нижнего девона [1].

Режиму пассивной континентальной окраины противоречит проявленный в это время гранитоидный магматизм. В Центральном Горном Алтае позднеордовикские датировки получены по гранитоидам Тюдетского (450 ± 4 млн лет) и Холодногольцовского (458 ± 3.6 млн лет) массивов [2]. В этом же районе средне- и позднеордовикский возраст имеют граниты Мультинского (470 млн лет) и Арасканского (453 млн лет) массивов [3].

На северо-востоке Горного Алтая в Телецко-Чулышманском метаморфическом поясе тоналиты Абаканского массива формировались на рубеже среднего и верхнего ордовика (459 ± 2.5 млн лет) [4]. В Юго-Восточном Горном Алтае в курайском метаморфическом комплексе результаты датирования цирконов из протолитов метаморфических пород, представленных метаграносиенитами и кварцевыми метадiorитами, показали близкий возраст (440 ± 7 и 449 ± 1 млн лет), что послужило основанием предположить их принадлежность к разным фазам позднеордовикского магматического комплекса [5, 6].

Недавно неметаморфизованные позднеордовикские гранитоиды установлены нами в двух интрузивных массивах в Юго-Восточном Горном Алтае: Токпакском и Кумурлинском.

Токпакский массив в левобережье р. Башакус расположен в междуречье Мал. Кокоря – Токпак. Он имеет овальную, несколько вытянутую в восток-северо-восточном направлении форму и небольшие (6×4 км) размеры. Контактное воздействие гранитоидов массива на терригенные отложения флишеидной кембро-ордовикской горноалтайской серии выражено мощным (до 1 км) ореолом биотитовых роговиков. Массив сложен средне- и крупнозернистыми, слабо-порфировидными биотитовыми гранитами с вариациями от гранодиоритов в юго-восточной эндоконтактной зоне до лейкократовых разностей в средней части массива. Породы жильной фазы представлены маломощными (обычно 0.5 м) телами аплитов и гранит-порфиров. Ранее массив относился к девонскому кубадринскому комплексу, на что указывал его К-Аг возраст 354 ± 6 млн лет [7].

Кумурлинский штук расположен в нижнем течении р. Кумурлу – правого притока р. Башакус, в 10 км к северо-западу от Токпакского массива. Он приурочен к Ильдегемской системе надвигов, имеет размер около 1 км в поперечнике, сложен преимущественно альбитизированными лейкогранитами и прорывает терригенные отложения горноалтайской серии позднего кембрия – раннего ордовика.

Минеральный состав гранодиоритов (пр. 299-1) (%): плагиоклаз (An_{25}) 45–50, Qw 15–20, Mi 15–18, Bt 12–15, Zir , Mt , Ap . В лейкогранитах (пр. 327-2) преобладает альбит (An_7) 55–60 % и кварц 35–40 %, мусковит и серицит составляют 5–7 %.

По химическому составу гранитоиды перглиноземистые (ASI 1.02–1.14), известково-щелочные и известковистые, Гранодиориты железистые ($FeOt/(FeOt+MgO)=0.78$), лейкограниты – магнезиальные. На спайдерграммах (рис. 1) проявлены положительные аномалии по Pb , U , Th и относительно слабая деплетированность по Ta , Nb , Sr , но значительная – по R и Ti . Характерно невысокое содержание $P3Э$ ($\Sigma P3Э$ 84.89–97.68 г/т), в гранодиоритах отсутствует Eu -минимум ($Eu/Eu^*=1.07$), но он отчетливо проявлен в лейкогранитах ($Eu/Eu^*=0.53$).

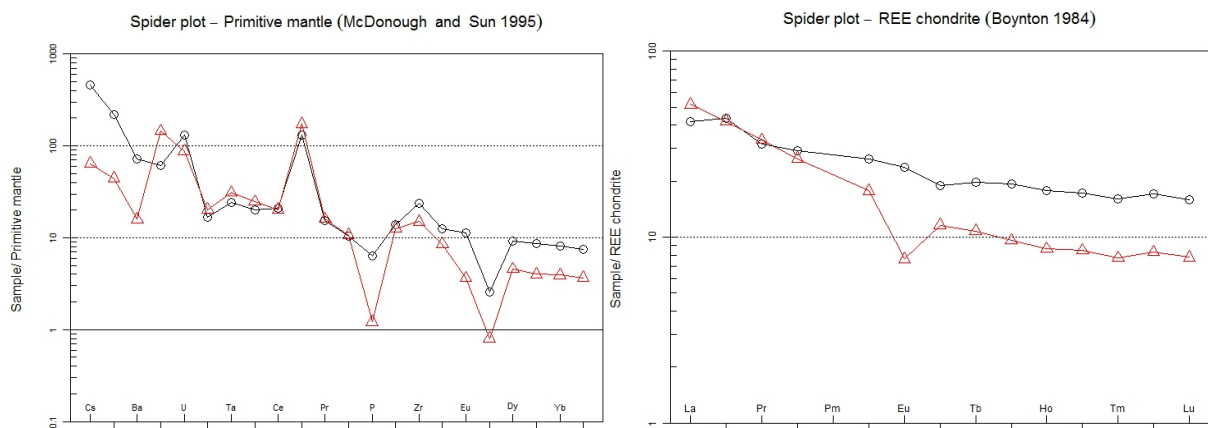


Рис. 1. Спайдерграммы для гранодиоритов Токпакского массива (черный цвет) и лейкогранитов Кумурлинского штока (красный цвет).

Фракционированность РЗЭ слабая (отношение $(La/Yb)_N$ от 2.45 в гранодиоритах до 6.24 в лейкогранитах). На тектонических диаграммах они тяготеют к полям субдукционных и внутриплитных гранитов.

Циркон из гранодиоритов светло-коричневый прозрачный, в виде идиоморфных кристаллов, в КЛ отмечается сочетанием тонкой ритмичной и секториальной зональности. По величине содержания (г/т): U=114–536, Th=52–352, Th/U=0.43–0.68 соответствует магматическому циркону из гранитоидов. Полученный конкордантный возраст около 450 млн лет (рис. 2) принимается как время кристаллизации гранодиоритов Токпакского массива.

Циркон из лейкогранитов красно-коричневый и бесцветный, призматического габитуса, с тонкой ритмичной зональностью. Содержание (г/т): U=239–858, Th=97–379, Th/U=0.17–0.75. Конкордантный возраст 456 ± 3 млн лет (рис. 2) принимается как время кристаллизации расплава.

Валовый Sm/Nd изотопный состав пород характеризуется отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ –1.4 и –3.9 и модельным возрастом протолита ($T_{Nd}(DM-2st)$)=1.23 млрд лет (таблица), свидетельствующими об участии корового вещества при образовании гранитных расплавов.

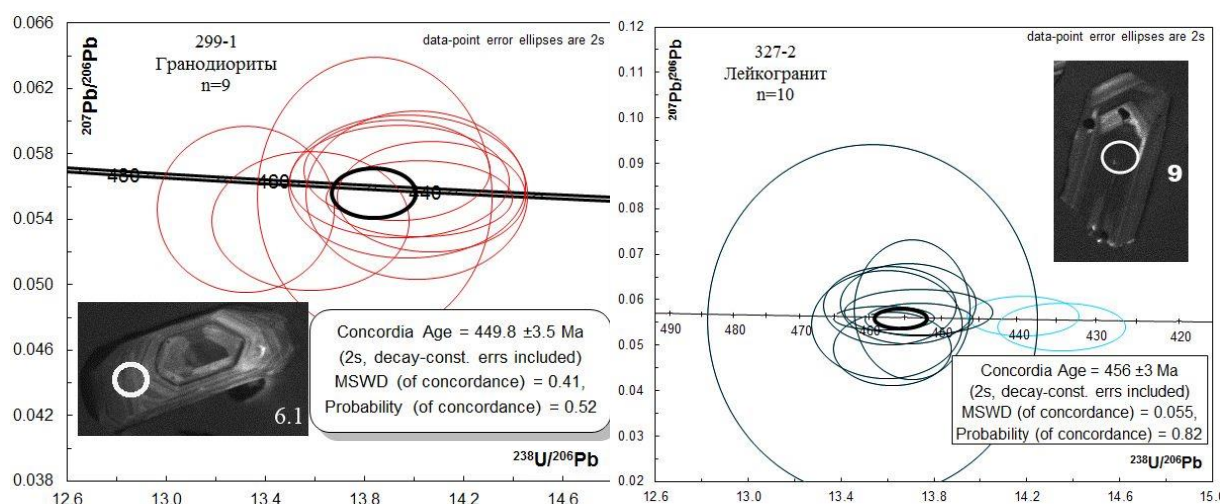


Рис. 2. Типичный циркон из гранодиоритов Токпакского массива (пр. 299-1) и Кумурлинского штока (пр. 327-2) и результаты его датирования (SHRIMP-II).

Изотопный состав самария и неодима

№ проб	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM-2St)$
299-1	450	4.32	14.75	0.1773	0.512509	–1.4	
327-2	456	3.20	14.44	0.1341	0.512439	–3.9	1.23

Морфологические особенности позднеордовикских интрузий указывают на их принадлежность к анорогенному магматизму, не связанному с коллизионными процессами, которые в регионе завершились около 460 млн лет назад [7]. Позднеордовикские гранитоиды соответствуют эпизоду постколлизионного растяжения Алтае-Саянского орогена. Формирование кислых железистых расплавов предполагает режим растяжения, в условиях которого мантийное вещество и тепло формируют магматические очаги в земной коре. Магматизм близкого возраста с таким же морфотипом интрузий широко распространен в Туве, где, в отличие от горно-алтайских гранитоидов, для железистых лейкогранитов арголикского комплекса (451–447 млн лет) получены положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ +4.7 и +5.5 и модельный возраст ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$) 0.71 и 0.78 млрд лет) [8]. Позднеордовикские тувинские магматические очаги, вероятно, были по составу корово-мантийными, в то время как горно-алтайские – существенно коровыми.

- [1] Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 36, № 7–8. С. 118–144.
- [2] Гусев Н.И. Ордовик-силурийский магматизм Горного Алтая и его тектоническое значение // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы третьей международной научной конференции (29 марта – 1 апреля 2016 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. С. 63–65.
- [3] Glorie S., De Grave J., Buslov M. M. et al. Formation and Palaeozoic evolution of the Gornyy-Altai – Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): zircon U/Pb constraints on the igneous record // Gondwana Research. 2011. V. 20. P. 465–484.
- [4] Гусев Н.И. Ордовикские гранитоиды Абаканского массива как проявление позднеколлизионного магматизма в Восточном Горном Алтае // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (16–19 октября 2018 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. Вып. 16. С. 80–82.
- [5] Абилдаева М.А., Буслов М.М. Возраст и природа протолита гранитогнейсов курайского метаморфического комплекса юго-восточной части Горного Алтая (новые данные U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (20–23 октября 2020 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. Вып. 18. С. 14–16.
- [6] Фидлер М.А., Семенова Д.В. Новые данные U-Pb датирования цирконов магматических и метаморфических пород Курайского хребта (Горный Алтай) // Международный научно-исследовательский журнал. 2021. № 2 (104). С. 109–112.
- [7] Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алтае-Саянская. Масштаб 1:1000000. Лист М-45 (Горно-Алтайск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
- [8] Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Танну-ольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 5. С. 641–655.



МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЛИТИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ РАССОЛОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЙ

М.А. Данилова^{1,2}, А.Г. Вахромеев^{1,3}, А.Т. Корольков⁴, Е.В. Демидова⁵

¹ Красноярск, ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть»

² Иркутск, Сибирская школа геонаук ИрНИТУ

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

⁴ Иркутск, Иркутский государственный университет

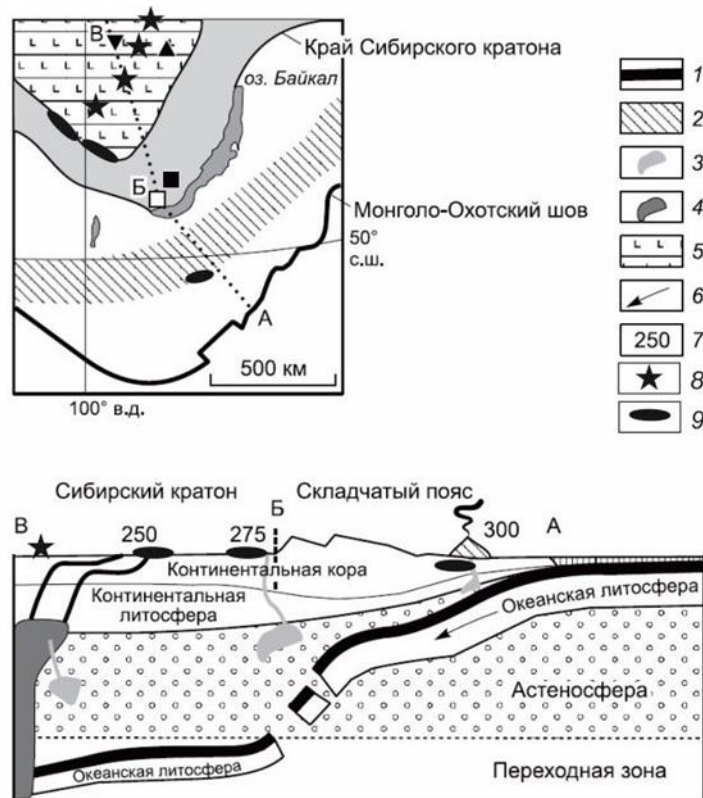
⁵ Иркутск, ООО «Сибгаз»

Крупнейшая литиеносная металлогеническая провинция России и мира, Сибирская платформа (СП), – особый объект, характеризующийся закономерным распределением кластеров крупных и суперкрупных месторождений (КСКМ) редкометалльных рассолов. Металлогения лития гидроминеральной провинции СП пока не раскрыта. Коренным авторам считают вопрос генезиса некогерентного лития, геологических механизмов переноса его в осадочный чехол, накопления до высоких концентраций в рассолах и их сохранения в условиях геодинамической активности краевой области кратона, сложной надвиговой и соляной тектоники. Палеорекострукции Сибирского палеоконтинента последних лет указывают на определяющее значение тектоники литосферных плит и плюмовой тектоники (горячего поля мантии) на ранних этапах формирования чехла Сибирской платформы для обоснования металлогении лития с современных геодинамических позиций [1].

Для молодых, миоцен-четвертичных, бор-литиевых провинций в работе [2] обоснована трехэтапная модель формирования, основа которой – деламинация, плавление субдуцируемого слэба при его погружении под континентальную кору в верхнюю мантию, при этом литий ассимилируется магмами широкого спектра состава, после чего реализуется его транспорт в верхнюю кору гидротермами и процессы концентрирования в геохимических системах: глинах кальдер, игнимбритах, природных рассолах. Модель универсальна, основана на планетарных геодинамических циклах и применима для верхней коры всех континентов планеты. Несмотря на значительное усложнение геологического строения и многоэтапность эволюции древних кратонов, предпринята попытка применить эту модель в качестве рабочей для обоснования эволюции богатейшей литиеносной гидроминеральной провинции Сибирской платформы, основные месторождения лития которой локализованы в раннекембрийских межсолевых карбонатных резервуарах галогенно-карбонатной гидрогеологической формации.

В контексте трехэтапной модели [2] применительно к территории юга Сибирской платформы рассмотрены раннемезозойская субдукция океанической коры Монголо-Охотского океана в северо-западном направлении до широты Ангара-Енисейской синеклизы [1]. Для аргументации представлений о возможной магматогенно-гидротермальной природе лития, импульсно поступавшего в хлоридные системы рассолов осадочного чехла и сохранившегося под мощной (около 1000 м) многослойной галогенно-карбонатно-сульфатной толщей раннего кембрия, необходимо определиться с диапазоном значений возраста геодинамических и магматических событий и сопоставить их в хронологической последовательности. Формирование промежуточных магматических очагов в этапы тектономагматической активизации обозначено в литературе на рубежах 630, 500, 460, 360, 275, 245 млн лет и шло локализованно в тыловой области Палеоазиатского океана. По отношению к рассолам кембрийских толщ можно выделить три крупных этапа: формирование изверженных массивов на территории юга Сибирской платформы в докембрии, которую в позднем венде и в раннем кембрии перекрыло Восточно-Сибирским солеродным бассейном; условно синхронное вэнд-кембрийское магматическое событие, которое могло обеспечить «работу» гидротерм непосредственно в отдельных солеродных лагунах; посткембрийские магматогенно-гидротермальные циклы, в результате которых могло идти обогащение рассолов отдельных, относительно изолированных межсолевых природных резервуаров. В слоистой галогенно-карбонатной толще такое обогащение могло сформировать области повышенных концентраций лития отдельных залежей, месторождений, их кластеров – аналогов рудных полей.

Как самостоятельный фактор преобразования, концентрирования хлоридных рассолов авторы рассматривают мощнейшее тепловое воздействие в процессе внедрения в осадочный чехол гигантских объемов магмы [1] Усольского и других силлов. На основе широкого круга публикаций о фанерозойском базитовом магматизме, карбонатитовых массивах, о распространении Сибирского суперплюма выполнено пространственно-временное (рисунок) сопоставление объектов, сформировавшихся на юге Сибирской платформы. Каждый из таких объектов – палеочагов, представленных широким диапазоном магм, мог транспортировать литий как в составе расплавов в вертикальных колонках, так и в процессах циркуляции гидротермальных постмагматических систем. Длительность работы таких систем на Сибирской платформе оценивается до 60 млн лет, на порядки превышая собственно магматические этапы, этапы внедрения магм.



Геодинамическая модель формирования литиеносной мегапровинции СП и ЦАСП (по [1–3], с дополнениями). 1 – субдуцирующий слэб; 2 – вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя на площади ЦАСП; 3 – субдукционно обогащенные источники; 4 – вещество Сибирского суперплюма; 5 – поле развития раннемезозойских траппов (Ангаро-Тасеевская синеклиза); 6 – направление движения субдуцируемой плиты Монголо-Охотского океана; 7 – возраст магматических событий (млн лет). А–Б–В – линия профиля; 8 – месторождение Li рассолов; 9 – рудные месторождения Li.

В работе [2] для южного фланга Сибирского кратона обоснованно выделены три основных этапа фанерозойского базитового магматизма, первый из которых фиксируется дайками долеритов с возрастом около 500 млн лет (гидротермальные циклы этого этапа можно считать синхронными кембрийскому солеотложению). Другой пример – Чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс, который расположен на Сибирском кратоне в пределах южной границы активности пермско-триасового плюма. По результатам датирования ксеногенных цирконов из коры выветривания по карбонатитам установлено пять кластеров возраста: 1870–1820; 495–385; 290, 210–215; 162 млн лет. Первые два кластера соответствуют датировкам проявлений палеопротерозойского гранитоидного магматизма и палеозойской щелочно-базитовой тектономагматической активизации, широко проявленных на Сибирском кратоне и в его южном обрамлении. Кристаллизация щелочных пород шла в интервале 255–240 млн лет.

В позднем палеозое – раннем мезозое развитие рассматриваемой территории в значительной степени контролировалось тектоническими процессами, протекающими за счет субдукции коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент [1]. Северо-восточный сегмент Центрально-Азиатского пояса, непосредственно примыкающий к кратону, в это время развивался в

режиме активной континентальной окраины. Процессы растяжения охватывали и краевые области Сибирского кратона, вызывали рассеянный рифтогенез, обеспечивая условия для внедрения даек. Прослежено широкое распространение процессов растяжения на расстоянии более 500 км от Монголо-Охотского шва в северо-западном направлении, по сути, – в контурах Ангаро-Ленской ступени.

Рассматривая особенности металлогении Прибайкалья при анализе условий локализации магматических и рудных систем в чехле Сибирской платформы, Ж.В. Семинский (2017) отводит рудолокализирующую роль структурам пликативной природы (впадины, мульды, валы, купола в сочетании с глубинными разломами). Тезис справедлив для литиеносных рассолов и предопределяет локализацию рудных узлов. Эндогенные рудные узлы, поля и месторождения имеют корневые зоны, которые, как правило, находятся в верхней мантии, откуда в стволую зону рудной системы поступают потоки вещества и тепла. С позиций гидрогеологии редкометалльных рассолов рудоносные диатремы – это гидрогеологические «окна», в которых была локализована мощнейшая гидротермальная деятельность, длительное время работали рудно-магматические гидротермальные системы [3], сформировав не только железорудное оруденение, но и концентрированные поликомпонентные литиеносные рассолы, «жидкую» руду.

По Д.П. Гладкочубу с соавторами [1], образование магм Усольского силла происходило при взаимодействии вещества нижнемантийного плюма с материалом слэба Монголо-Охотского океана. Более молодой возраст траппов по сравнению с рассмотренными базитами позднего палеозоя (290–275 млн лет) отражает прогрессирующее продвижение слэба под южной окраиной Сибирского кратона. На юге кратона вещество суперплюма могло взаимодействовать с литосферной мантией, обогащенной элементами, принесенными из Монголо-Охотского слэба (рисунк); наличие субдукционных меток характерно как для базитов позднего палеозоя, так и для раннемезозойских траппов.

На основе положений, сформулированных в работах [1–3], рассмотрены палеогеодинамические обстановки формирования уникальных по своим масштабам скоплений лития; сформулирована принципиальная схема их формирования для юга гигантской гидроминеральной литиеносной провинции Сибирской платформы. Литий накапливается именно в хлоридных рассолах, как рудообразующих и рудотранспортирующих геотермальных флюидных системах как на этапах активного субдукционного и континентального плюмового магматизма [1], так и в спокойные этапы эволюции кратона, в тесной геохимической связи с магматическим породами фундамента. Они, в свою очередь, кристаллизованы, как выплавленные первично из мантийного субстрата, так и переплавленные в процессе погружения слэбов под континентальную кору [2]. Таким образом, повышенные концентрации лития в рассолах осадочного чехла были связаны не только с эвапоритовыми циклами в позднем венде – кембрии, но и с определенными этапами магматогенного, интрузивного развития объектов разного времени формирования, от протерозоя до мезозоя.

Импульсное внедрение магм, содержащих некогерентный литий, формировало зоны повышенных концентраций в магматических и сопряженных гидротермальных системах, обеспечивая вторичное обогащение рассолов в области куполов разгрузки под солевой мегапокрышкой раннего кембрия. На этапе внедрения магмы в осадочный чехол стартовали процессы, сформировавшие пародоминирующие резервуары и межсолевые залежи – «рапа-силлы», позже запечатанные кепроком на завершающем низкотемпературном этапе как реликты дополнительно сконцентрированных и вторично обогащенных литием рассолов, потерявших воду-растворитель в процессе выхода пара.

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В. и др. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1222–1239.
- [2] Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых неоген-четвертичных бор-литоносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.
- [3] Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.



ДРЕВНИЕ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.А. Данилова^{1,2}, А.Г. Вахромеев^{1,3}, А.В. Левин¹, А.В. Кирюхин⁴, А.В. Сергеева⁴

¹ Красноярск, ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», mart16@mail.ru

² Иркутск, Сибирская школа геонаук ИрННТУ

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

⁴ Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Использование геотермальных ресурсов имеет важнейшее значение для мировой экономики. Наиболее исследованы современные магмо-вулканогидротермальные системы активных окраин континентов, свыше 90 % которых находятся в Тихом океане. Менее изучены палеогеотермальные системы, реализованные на более ранних этапах субдукции, в том числе и в пределах Сибирской платформы при закрытии Палеоазиатского океана [1, 2]. В результате проявления различных процессов тепломассопереноса при магматической, гидротермальной активности на Сибирской платформе рассолы и вмещающие их породы кембрийского эвапоритового бассейна претерпели колоссальные изменения состава и свойств.

Исследование современных районов проявления магмо-вулканогидротермальной активности на Камчатке [3, 4] позволяет оценить механизмы и масштаб влияния этих процессов на подземные воды, выделить признаки аналогичных процессов в геологической истории Сибирского кратона и специфику их проявления в условиях древнего замкнутого эвапоритового бассейна.

Цель настоящей работы – сравнительный анализ геологического строения современной магмогеотермальной системы Камчатки и древнего вулканогенно-осадочного бассейна Сибирской платформы, определение особенностей внутреннего строения и развития действующих и палеомагмогидротермальных систем, реализация которых приводит к редкометалльной минерализации подземных вод и рассолов.

В пределах Сибирской платформы известны крепкие и сверхкрепкие рассолы с уникальными концентрациями редких и щелочно-земельных металлов, которые невозможно объяснить только с позиций эвапоритового концентрирования рассолов и взаимодействия в системе «вода – порода», без привлечения дополнительного источника в виде магмогидротермального потока. Современные представления об импульсном, дискретном процессе литиевого обогащения [5] хорошо объясняют формирование современных бор-литиевых крупных и сверхкрупных месторождений и должны быть применимы и для древних аналогичных систем: палеокальдер, лагун и саларов.

При импульсной активизации тектономагматических процессов внедрение бедных либо вторично обогащенных контаминированных магм в верхнюю кору и осадочный чехол в зоне субдукции происходит по единому алгоритму. В результате внедрения магматического тела прогревается область экзоконтакта с передачей тепла горным породам и флюидам и активизацией процессов в системе «вода – порода» (по данным китайских исследователей, эвакуация лития горячими, около 400 °С, растворами резко активизируется, это доказано экспериментально [7]). Попутно в промежуточный парогидротермальный резервуар поставляется литий и бор, которые остаются в магматическом расплаве до последних этапов дифференциации магмы, не образуя самостоятельных соединений [6]. Разгрузка пародоминирующего резервуара происходит по разломам в виде терм и фумарол.

Основные отличия реализации данного механизма и его влияния на молодые водоносные системы (Камчатка с открытыми динамичными гидрогеологическими условиями) и древние артезианские бассейны (закрытый эвапоритовый бассейн Сибирского кратона с застойным гидродинамическим режимом) заключаются в следующем.

Разгрузка парогидротерм в Сибирском кратоне происходила в осадочном чехле, в разрез галогено-карбонатных пород осадочного чехла под мощными флюидоупорами во внутренние межсолевые рассолоносные горизонты, характеризующиеся упругим режимом и отсутствием

латерального движения [8, 9]. В современных условиях Камчатки разгрузка происходит в молодые неконсолидированные отложения, содержащие гидродинамически активные воды с возможностью открытой разгрузки, что приводит к рассеиванию вещества. В условиях отсутствия структур для концентрирования (замкнутые бассейны, лагуны, кальдеры) и без условий испарительного концентрирования (поверхностного или подземного) в них не происходит накопление вещества и формирование месторождений.

Подземное испарение закрытых хлоридных систем – это важнейший процесс концентрирования природных рассолов и лития наряду с поверхностным испарением в аридных условиях. Еще один вариант подземного концентрирования – это охлаждение рассолов, при котором нарушаются равновесные условия и в осадок выпадают соли кальция, натрия, калия, а литий остается в растворе. Важнейшим концентратором лития наряду с поверхностными и подземными хлоридными рассолами являются глины, механизм накопления в которых реализован в древних и современных кальдерах, лимнических (озерных) отложениях.

С момента открытия системы концентрирования она начинает промываться и литий с пресной водой уходит из системы. В этом коренное отличие лимнических рудопроявлений или рассолов от твердых фаз с минералами лития, например редкометалльных пегматитов, литий-фтористых гранитов.

Также важно отметить, что эволюция современных и древних магматогенно-гидротермальных систем происходит с разным темпом передачи тепла единичному объему водонасыщенной системы. И за сопоставимые периоды времени открытые системы вулканотектонических структур более активно промываются, принимая тепло магматического очага, и многократно сбрасывают рудную минерализацию на геохимических барьерах либо в замкнутых депрессионных структурах. Таким образом, в зависимости от внешних условий верхней коры формируются либо эпitherмальные рудные месторождения, либо гидротермальные месторождения лития и других редких металлов.

Обращаясь к магматическим циклам и гидротермальным процессам на Сибирской платформе, следует отметить многоэтапность и масштабность процессов тектономагматической активности, в том числе проявление Сибирского плюма либо серии плюмов, глобальный этап траппового магматизма, сопровождавшиеся длительной работой интенсивных магматогенно-гидротермальных систем в областях концентрирования вулканотектонических структур. Такими структурами в пределах Сибирской платформы могут быть «трубки взрыва» и апикальные части траппового силла в благоприятных структурно-тектонических условиях.

Выводы:

1. В зоне влияния субдуцируемого слэба были реализованы магматогенно-гидротермальные системы на древних кратонах (Сибирская, Таримская платформы), признаки и результаты работы которых необходимо выявить и оценить.
2. Механизм работы магматогенно-гидротермальных систем физически связан с энергией магмы и един для современных и древних зон субдукции.
3. Рудоконтролирующая роль магматогенно-гидротермальных систем не ограничивается известными полиметаллическими, железорудными на Сибирской платформе или месторождениями благородной минерализации в ЦАСП, но проявилась и в принимающих гидротермальную редкометалльную минерализацию системах хлоридных рассолов.

- [1] Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 2. С. 405–457.
- [2] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., и др. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1222–1239.
- [3] Кирюхин А.В. Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем. СПб.: Эко-Вектор Ай-Пи, 2020. 431 с.
- [4] Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.
- [5] Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Вишневская Н.А. Эволюционные аспекты металлогении лития: эпохи накопления, типы месторождений и их особенности // Разведка и охрана недр. 2018. № 9. С. 10–18.
- [6] Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.

- [7] Chunlian Wang, Xiaocan Yu, Ruiqin Li, Lihong Liu, Kai Yan, Chao You. Origin of Lithium–Potassium-Rich Brines in the Jiangnan Basin, South China: Constraints by Water – Rock Reactions of Mesozoic – Cenozoic Igneous Rocks // *Minerals*. 2021. V. 11. 1330
- [8] Вахромеев А.Г., Кирюхин А.В., Литвинова И.В., Данилова М.А., Сурмаажав Д. Вулканогенно-тектоническая модель формирования рудолокализирующих структур и обогащения межсолевых залежей промышленных литиеносных рассолов Ангара-Ленского артезианского бассейна, Сибирская платформа // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XXVII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2024. С. 199–202.
- [9] Вахромеев А.Г., Данилова М.А., Погребная Д.А., Сергеева А.В., Мамаков Д.О., Корольков А.Т., Кирюхин А.В., Михеева Е.Д. Геологическая модель формирования Ангара-Ленского месторождения промышленных литиеносных рассолов – геодинамический, гидрогеохимический аспекты // Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием (2–8 сентября 2024 г.). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2024. С. 111.



ОБЛОМОЧНЫЕ ТОЛЩИ СЕРЕДИНЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, Д.А. Сарапулова, А.С. Дубенский

Москва, Геологический институт РАН, danukalovamk@yandex.ru

Центрально-Таймырский складчатый пояс является наиболее сложным по строению в пределах п-ва Таймыр, и геологическая история пояса дискуссионна. Согласно одной точке зрения он сложен набором разнородных террейнов, которые объединились в конце докембрия в аккреционный блок, столкнувшийся с Сибирью в венде [1 и ссылки в данной работе]. По мнению авторов доклада и Н.С. Прияткиной с коллегами, пояс (весь или частично) подстилается ранне-докембрийским фундаментом Сибирского палеоконтинента и на разных этапах неопротерозоя представлял собой его активную окраину [2, 3]. В 2023 г. нами изучена СЗ часть Центрально-Таймырского пояса в бассейне верхнего течения р. Шренк. Полевые наблюдения и последующее U-Pb датирование магматических и осадочных пород позволили пересмотреть стратиграфию района и реконструировать последовательность регистрируемых здесь геологических событий. В докладе будут рассмотрены преимущественно результаты изучения обломочных толщ середины неопротерозоя.

В исследованном районе распространены неопротерозойские и палеозойские породы, обрамляющие с ЮЗ-З выходы Шренковского метаморфического комплекса. Последний рассматривают как выступ раннего докембрия [4, 5] либо как экзотический террейн [6]. Ряд косвенных признаков, единичные прямые датировки и аналогии с фаддеевским метаморфическим комплексом Восточного Таймыра [2] подтверждают первый вариант. Мы интерпретируем Шренковский комплекс как фундамент Сибирского кратона, вмещающий тела мезопротерозойских метабазитов, подвергшийся в первой половине неопротерозоя интенсивной флюидно-метаморфической переработке в надсубдукционной обстановке и прорванный гранитами и габбро в период 950–840 млн лет.

Неопротерозойский интервал разреза в верховьях р. Шренк, по опубликованным данным [4, 5], представлен следующими комплексами. (1) Рассланцованные и метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканыты и пространственно ассоциирующие с ними карбонатные породы, параллелизовались с островодужными породами модинской свиты п-ова Челюскин (древнее 755 млн лет по возрасту прорывающих гранитов [7]). (2) Слабоизмененные дифференцированные вулканыты (680–662 млн лет) и комагматичные граниты (667–663 млн лет). С первым комплексом не контактируют. (3) Вулканомиктовая обломочная толща, несогласно залегающая на втором комплексе. (4) Обломочная толща полимиктового и кварцевого состава (посадочная свита) несогласно залегает на всех перечисленных комплексах. Комплексы 1–4 несогласно перекрыты венд-палеозойским чехлом.

В результате наших исследований выяснилось, что вулканыты (1) и (2) принадлежат единому этапу магматизма в тылу активной окраины в интервале 680–650 млн лет [8; неопубликованные данные авторов]. Вулканомиктовая толща накопилась не древнее 600 млн лет. Однако посадочная свита, которая считалась предвендской, оказалась существенно древнее. Она, вместе с выделенной нами кварцитосланцевой толщей близкого возраста, дает информацию о событиях середины неопротерозоя и более древних комплексах, участвовавших в строении региона.

Посадочная свита на изученной территории имеет ограниченное распространение. Основное поле ее выходов расположено в полосе СВ простирания (согласно общему простиранию структур) шириной 1.0–1.5 км, пересекающей р. Шренк в 3 км ниже устья р. Христинка. Большая область юго-восточнее, закрашенная на карте [4] в цвет свиты, оказалась сложенной кембрийскими породами, судя по распределению возрастов детритовых цирконов. Посадочная свита представлена кварцевыми конгломератами, аркозовыми и кварцевыми, часто слюдистыми гравелитами и песчаниками. Обнажена в курумах, контакты не вскрыты. В проанализированном

образце типичного гравелита (LA ICP MS, ГИН РАН) доминируют палеопротерозойские зерна циркона с пиком 1955 млн лет на диаграмме KDE и раннепротерозойские (1000–880 млн лет, пики 970 и 900 млн лет). Присутствует выраженная популяция 1250–1120 млн лет (пик 1210 млн лет) и единичные архейские зерна. Максимальный возраст осадконакопления (MDA) 884 ± 4 млн лет ($n=6$). С учетом широкого распространения в регионе кислых вулканитов позднего неопротерозоя, полученные данные свидетельствуют о формировании посадочной свиты до начала активного вулканизма.

Кварцитосланцевая толща обрамляет с запада Шренковский метаморфический комплекс. Ранее слагающие ее породы включали в состав либо собственно метаморфического комплекса и считали архейскими [4], либо в состав «сланцевой» толщи предположительно мезопротерозойского возраста [5]. Продатированные нами четыре образца (мусковит-(полевошпатовые) кварциты и один образец биотитового плохо сортированного песчаника) показали распределение возрастов, в целом похожих между собой и на гравелит посадочной свиты. Во всех образцах две основные популяции: палеопротерозой с главным пиком около 2 млрд лет и ранний неопротерозой с пиком около 900 млн лет и не везде присутствующим более древним. Заметный кластер в районе 1.2 млрд лет наблюдается только в двух образцах. Везде есть архейские зерна порядка 2.7 млрд лет. MDA для кварцитов по 3–5 кристаллам составляет от 850 до 835 млн лет; в биотитовом песчанике датировано одно зерно 820 млн лет, остальные не моложе 870 млн лет.

Кроме того, проанализировано два образца ксеногенных включений обломочных пород в позднепротерозойских туфах. В аркозовом гравелите основная группа кристаллов циркона отвечает раннему неопротерозою с пиком около 920 млн лет, $MDA=846 \pm 4$ млн лет ($n=3$). Палеопротерозойские датировки близки таковым посадочной свиты, есть небольшой пик 2710 млн лет. В кварцевом песчанике распределение неопротерозойских датировок отличается. Основной кластер очерчивается пиком 810 млн лет; $MDA=805 \pm 5$ млн лет ($n=9$). Более древняя группа охватывает интервал 985–885 млн лет с пиком 905 млн лет. Среди палеопротерозойских зерен доминируют цирконы с возрастом около 1770 млн лет (второй по значимости пик в пробе). Распределение остальных палеопротерозойских и архейских датировок сходно с таковым в посадочной свите.

Обособленная (иногда обильная) популяция цирконов с возрастом 820–810 млн лет присутствует также в ряде образцов из более молодых толщ и отражает вспышку кислого магматизма в регионе, не представленную в обнаженных магматических породах. По-видимому, посадочная свита и кварцитосланцевая толща сформировались до этой вспышки. Судя по распределению возрастных популяций детритовых цирконов и по петрографии, они в значительной степени сложены продуктами размыва раннепротерозойских гранитоидов, прорывающих Шренковский комплекс. Но этот источник – не единственный и не всегда доминирующий. В период накопления обсуждаемых толщ активно размывались также палеопротерозойские (2.05–1.85 млрд лет) и, в меньшей степени, архейские породы фундамента либо продукты их переотложения. Кроме того, в область эрозии попадали комплексы с возрастом около 1.2 млрд лет. Аналогичная палеопротерозойская популяция доминирует в мезопротерозойских (1600–1350 млн лет) кварцитах ЮВ части Центрально-Таймырского пояса, интерпретированных как отложения пассивной окраины Сибири [данные авторов; 3]; в некоторых из них присутствует выраженная группа с пиком 2.7 млрд лет. Логично предположить, что и СЗ часть пояса, рассматриваемая в докладе, принадлежала той же окраине. Магматические породы с возрастом 1.2 млрд лет в настоящее время не известны на Таймыре. Вероятно, соответствующая популяция обломочных цирконов свидетельствует об эпизоде внутримитического магматизма.

Мы предполагаем, что донеопротерозойские породы, поставившие циркон в среднепротерозойский осадочный бассейн, слагали субстрат Шренковского комплекса. Его восточная часть слабее метаморфизована, и U-Pb изотопная система в кристаллах циркона, вероятно, сохранилась ненарушенной, что подтверждается недавними палео- и мезопротерозойскими датировками (В.Ф. Проскурнин, устное сообщение).

Обломочные породы посадочной свиты и кварцитосланцевой толщи, по всей видимости, образовались в узком возрастном диапазоне от 840 до 820 млн лет после окончания интенсивного гранитоидного магматизма, связанного с раннепротерозойской активной окраиной Сибирского палеоконтинента. Существенная доля продуктов разрушения пород Шренковского комплекса и прорывающих гранитов в составе грубообломочных толщ позволяет предполагать их син- (пост?) орогенный характер. В регионе были распространены и более молодые среднепротерозойские (моложе 805 млн лет) обломочные породы, которые сформировались преимущественно за счет новых источников сноса с возрастом около 810 и 1770 млн лет. Последняя

цифра близка к датировке 1800 млн лет, полученной В.Ф. Проскурниным по гнейсам Шренковского комплекса.

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант № 22-77-10096-П.

- [1] Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
- [2] Kuzmichev A.B., Danukalova M.K., Proskurnin V.F. et al. The pre-Vendian (640–610 Ma) granite magmatism in the Central Taimyr fold belt: the final stage of the Neoproterozoic evolution of the Siberian paleocontinent active margin // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10, № 4. P. 841–861.
- [3] Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A. et al. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U-Pb-Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // *International Geology Review*. 2017. V. 59, № 13. P. 1632–1656.
- [4] Беззубцев В.В., Курбатов И.И., Невьянцев О.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Серия Таймырская. Масштаб 1:200000. Листы: S-46-VII-VIII, S-46-IX-X, S-46-XI-XII, S-46-XII-XIV, S-46-XV-XIV: Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 1998. 207 с.
- [5] Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В. и др. Государственная геологическая карта РФ. Серия Таймыро-Североземельская. Масштаб 1:1000000. Лист S-46 (Тарей): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 115 с.
- [6] Pease V., Gee D.G., Vernikovsky V. et al. Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberia // *Terra Nova*. 2001. V. 13. P. 270–280.
- [7] Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Pease V., Gee D. Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia // *Geological Society London Memoirs*. 2004. V. 30. P. 233–248.
- [8] Сарапулова Д.А., Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. и др. Поздненеопротерозойский магматизм в активной окраине (северо-запад Центрально Таймырского пояса): данные геохронологии, петрографии и геохимии // *Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXXI Всероссийской молодежной конференции*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025 (в печати).



ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ НАУЧНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ И МЕХАНИЗМЕ ЗАПОЛНЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ПРОГИБОВ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

К.И. Данцова

Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

Геологическая информация, сведения о нефтематеринских, коллекторских и флюидоупорных свойствах толщ, а также адекватные модели палеогеографической и тектонической эволюции региона контролируют априорные основы и параметры численных моделей углеводородных (УВ) систем и определяют стратегию поисков новых скоплений УВ в регионе. Это в полной мере касается и Предкавказья, старейшего нефтегазоносного региона РФ, в котором месторождения углеводородного сырья уже заметно истощены.

К настоящему времени накоплен большой объем геолого-геофизических и нефтегазогеологических материалов по Предкавказью и Большому Кавказу (БК). Несмотря на это, в геологическом сообществе до сих пор нет единого мнения по таким важным вопросам, как время воздымания и механизм формирования орогена БК и генетическая природа Предкавказских прогибов и механизм (способ) их заполнения.

В докладе будет представлен краткий исторический обзор развития представлений по этим вопросам, обосновано выделение трех научно-исторических этапов.

Этап 1 (последняя четверть XIX в. – третья четверть XX в.). Начало систематическому изучению геологических структур Крыма, БК и Предкавказья было положено в последней четверти XIX в. трудами академика Санкт-Петербургской императорской академии наук Н.И. Андрусова. На составленных им палеогеографических схемах для миоцена обширного региона, в пределы которого, в числе прочего, попадает Крым, БК и Предкавказье, на том месте, где сейчас расположен БК и Горный Крым, показана суша, окруженная древним морем [1].

В 20-х гг. XX в. будущий академик АН СССР и первый московский директор Института геологических наук СССР (предшественник ГИН РАН) А.Д. Архангельский впервые выделил кайнозойский прогиб, расположенный к северу от поднятий Горного Крыма и западной части БК и занимающий Степной Крым, большую часть Азовского моря и западную часть северного Предкавказья, назвал его Причерноморской впадиной [2, с. 41]. Позднее в работе [3, с. 141] в отношении Причерноморского прогиба специально было отмечено, что «С севера ... полоса альпийской системы (здесь, очевидно, авторы имеют в виду ороген БК – ДКИ) ограничивается крупными предгорными впадинами: Причерноморской, Терско-Карабугазской, Туркменской, ...». И далее в этом же абзаце написано, что предгорные прогибы – «области накопления мощных толщ новых осадков, сносимых с соседних поднятых участков складчатой системы». С начала 60-х гг. XX в. по предложению члена-корреспондента АН СССР М.В. Муратова этот прогиб стали именовать Индоло-Кубанским прогибом (ИКП) [17].

А.Д. Архангельский, Н.С. Шацкий и М.В. Муратов понимали эту структуру (сначала СЗ часть Причерноморской впадины, а позднее ИКП) как предгорный прогиб, в котором аккумулярованы продукты деструкции орогенов Горного Крыма и БК. И вот уже чуть более 100 лет большинство исследователей придерживаются представлений о парагенетической связи орогенов Горного Крыма и БК с ИКП, т. е. связывают историю заполнения ИКП с ростом орогенов Горного Крыма и БК.

Вопрос определения времени начала образования орогенов Горного Крыма и БК в целом и СЗ элементов БК в частности был поставлен перед научным сообществом также около 100 лет назад. Еще перед Великой Отечественной войной сотрудник ВСЕГЕИ чл.-корр. АН АрССР Л.А. Варданянц (1893–1971) писал о том, что горный рельеф БК был сформирован лишь в очень недавнем геологическом прошлом. В частности, в монографии [5] на с. 31, со ссылками на свои довоенные публикации Л.А. Варданянц писал: *В конце плиоцена (примерно к концу среднего апшерона) Кавказ представлял собой выровненную слабо расчлененную страну, без всякого приз-нака высокогорного рельефа.... Воздымание Кавказа и расчленение его рельефа, т.е. формирование современного высокогорного облика этой страны, началось еще в апшероне, но с особой*

интенсивностью проявилось лишь в постплиocene и, в основном, закончилось к началу хвалынского века». И далее, в следующем абзаце: «... высокогорный рельеф Кавказа был создан совокупным действием эндо- и экзогенных факторов буквально на глазах человека, причем быстрота изменения его геоморфологического облика была временами настолько значительной, что существенные перемены могли быть установлены уже на протяжении немногих поколений».

Эти представления Л.А. Варданянца в свое время не нашли поддержки и оказались забытыми. При этом в монографии [16], хотя и отмечено, что «рельефу Кавказа приписывался чрезвычайно молодой – четвертичный – возраст (Л. А. Варданянц)» (с. 22), но все же был сделан акцент на том, что уже с олигоцена «... Кавказ вступает в заключительную стадию ... развития – стадию формирования крупных складчато-глыбовых поднятий (мегаантиклинорий) и сопряженных с ними краевых и межгорных прогибов» (с. 287). И далее в следующем абзаце: «Большой Кавказ в олигоцене превращается в орографически выраженное, растущее вверх и в ширину поднятие, начинающее поставлять песчано-глинистый материал в окаймляющие его депрессии».

Этап 2 (четвертая четверть XX в. – начало XXI в.). После установления в науках о Земле плитотектонической парадигмы представления о геодинамической эволюции Кавказского региона были переведены из используемой во время Этапа 1 фиксистой тектонической терминологии в современные мобилистские термины. Так, если в старой геосинклинальной парадигме ороген БК трактовали как результат глобального проявления альпийской фазы тектогенеза и складчатости, то в новой плитотектонической парадигме БК стали трактовать как альпийский коллизионный ороген, возникший в качестве самостоятельной структуры на месте юрско-палеогенового глубоководного рифтового трога вследствие столкновения Аравии с Евразией [22, 23 и др.]. Основным механизмом воздымания орогена БК стали считать тектоническое укорочение коры вкост его простирания, произошедшее под действием режима общего регионального близмеридионального сжатия, обусловившее деформации и утолщение коры [4, 18, 21 и др.]. При этом понимание по существу вопросов региональной геологии БК и Предкавказья фактически не претерпело изменений. В частности, олигоцен-нижнемиоценовую майкопскую серию в ИКП, как и во время этапа 1, интерпретировали как нижнюю (тонкую) молассу, сложенную продуктами эрозии орогена БК на ранних стадиях его воздымания [16, 17 и др.].

Этап 3 (начало XXI в. – н/в). В начале XXI в. в связи с широким применением новых технологий в науках о Земле стали доступными материалы прецизионного литолого-петрографического изучения образцов горных пород, отобранных с дневной поверхности и из керна скважин (в т.ч. низкотемпературной геохронологии и результаты U-Pb датирования зерен детритового циркона из обломочных пород кайнозойских толщ), а также высокоразрешающих сейсмостратиграфических работ по Кубанской части ИКП, региональные сейсмотомографические модели Кавказского региона и др. [6–13, 15, 20 и др.] Эти новые данные позволили кардинально пересмотреть геодинамическую природу современного орогена БК и время начала его воздымания, генетический тип ИКП и механизм его заполнения.

В докладе будет представлен краткий обзор этих новейших литолого-петрографических, геохронологических, сейсмостратиграфических материалов и сейсмогеологических моделей.

Все эти новейшие материалы позволили их авторам прийти к выводу о том, что заполнение ИКП происходило не как предгорного, а как окраинно-континентального («перикратонного») прогиба по механизму бокового наращивания разреза, т.е. олигоцен-нижнемиоценовая майкопская серия – это не моласса орогена БК. Перерождение ИКП из перикратонного в предгорный произошло не ранее начала палеоплейстоцена. Таким образом, палеоплейстоцен – это время начала воздымания орогена БК, во всяком случае его северо-западного сегмента. Стремительное воздымание орогена БК в плиocene – квартере произошло в ответ на даламинацию фрагмента литосферы под центральной частью Кавказского региона [14]. В геоморфологический облик орогена БК существенную роль внесли деформации, вызванные крупноамплитудными правосторонними движениями с дополнительной транспрессией вдоль региональной правосторонней Крымско-Кавказско-Копетдагской разломной зоны [19] и гравитационный коллапс орогена [8].

На этапе 3 в решении проблемы понимания тектонической природы и механизма заполнения нефтегазоносных кайнозойских прогибов Западного Предкавказья произошли революционные изменения. По мере появления новых геологических и геофизических материалов все больше и больше исследователей становятся сторонниками новых представлений о позднеплиоцен-четвертичном возрасте БК и интерпретации ИКП как перикратонного, трансформация которого в предгорный произошла не ранее начала палеоплейстоцена. Столь кардинальный пере-

смотр базовых представлений об истории геологического развития северо-восточного Причерноморья потребует значительной корректировки численных моделей углеводородных систем этого региона.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 24-27-00252.

- [1] Андрусов Н.И. Южно-русские неогеновые отложения. Ч. 1: Древний миоцен // Записки Санкт-Петербургского минералогического общества. 1896. Т. 34. С. 195–245.
- [2] Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1: Тектоника и история развития Русской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1923. 146 с.
- [3] Архангельский А.Д., Шацкий Н.С. Схема тектоники СССР // Бюллетень МОИП. 1937. Т. 11, № 4.
- [4] Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- [5] Варданянц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во Академии наук Армянской ССР, 1948. 184 с.
- [6] Данцова К.И., Кузнецов Н.Б., Латышева И.В. и др. О тектонической природе и механизме заполнения Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 54–57.
- [7] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др. Тектоно-гравитационные detachments южного борта Западно-Предкавказского прогиба, установленные по результатам сейсмостратиграфического анализа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 54–61.
- [8] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др. Тектоно-гравитационные detachments альпийского чехла северного склона Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (Адыгейский сегмент) // Геотектоника. 2024. № 6. С. 44–76.
- [9] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Шалаева Е.А. и др. О строении западных сегментов Кавказа и Предкавказья в свете новых представлений о времени начала воздымания Кавказского орогена // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 42–47.
- [10] Колодяжный С.Ю., Шалаева Е.А., Махиня Е.И. и др. U-Th-Pb изотопное датирование детритового циркона отложений верхнего сармата Западно-Предкавказского прогиба (р. Белая) и геологические следствия // Нефтяное хозяйство. 2025. № 5. С. 54–60.
- [11] Кузнецов Н.Б., Латышева И.В., Новикова А.С. и др. О тектоническом типе Западно-Кубанского прогиба и времени воздымания западного сегмента орогена Большого Кавказа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 58–63.
- [12] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U-Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.
- [13] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацлло А.В. и др. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклиория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 56–81.
- [14] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0825.
- [15] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84.
- [16] Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 378 с.
- [17] Муратов М.В. Тектоника и история геологического развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1972. Т. 47, № 5. С. 61–71.
- [18] Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // Доклады РАН. 2010. Т. 430, № 4. С. 515–517.
- [19] Патица И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А. и др. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизийный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.
- [20] Патица И.С., Фомина В.В., Ткачева А.А., Кузнецов Н.Б. Сейсмостратиграфический анализ при палеогеографических реконструкциях изолированных бассейнов (на примере соленовского кризиса раннего олигоцена в Восточном Паратетисе) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520, № 1. С. 115–123.
- [21] Тимошкина Е.П., Леонов Ю.Г., Михайлов В.О. Формирование системы горное сооружение – предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее сопоставление с данными по северному Предкавказью // Геотектоника. 2010. № 5. С. 371–387.
- [22] Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A. et al. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus // Earth-Science Reviews. 2020. V. 207. 103222.
- [23] Mossar J., Mauvilly J., Koiava K. et al. Tectonics in the Greater Caucasus (Georgia – Russia): From an intracontinental rifted basin to a doubly verging fold-and-thrust belt // Marine and Petroleum Geology. 2022. V. 140. 105630.



ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПИРОКСЕНИТОВОГО ИСТОЧНИКА МАГМ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов

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

Хотя верхняя мантия сложена преимущественно лерцолитами и гарцбургитами, различные геологические процессы (переработка корового материала, мантийный метасоматоз) приводят к формированию минералогических неоднородностей. В результате образуется множество основных и ультраосновных пород, включая метасоматизированный перидотит, пироксенит, горнблендит и многие другие переходные литологии между ними. В данной работе, для простоты, термин перидотит обозначает породы, богатые оливином, включая дунит, гарцбургит, лерцолит, верлит и переходные разности. Пироксенит используется как обобщающий термин для пород, в которых пироксен является преобладающим минералом в условиях верхней мантии и соответствует термину «мафическая литология», часто используемому в англоязычных публикациях. Следовательно, к пироксенитам будут относиться эклогиты, вебстериты и оливиновые вебстериты, в которых недостаточно оливина (<40 %), чтобы считаться перидотитами. Гетерогенный состав литосферы и астеносферы используется для объяснения петрологического и геохимического разнообразия пород мантийного происхождения, таких, например, как базальты. Ранние исследования были сфокусированы, в первую очередь, на образовании базальтовых магм при частичном плавлении перидотитов (например [1, 2]), особенно в присутствии карбонатных фаз [3]. Однако экспериментальные работы показывают, что при плавлении пироксен-гранатовых пород (пироксенитов и эклогитов) частичные выплавки также будут базальтового состава. Несмотря на внешнее сходство минерального состава (базальт – пироксен-плагиоклазовая порода), элементный состав выплавок из пироксенитового и перидотитового источников будет существенно различаться как по основным петрогенным оксидам [4], так и по примесным элементам [5]. На основе анализа продуктов экспериментального плавления в литературе предложен ряд геохимических маркеров для оценки вклада пироксенитового или перидотитового источника. В данной работе на основе анализа петрогенных элементов исследуется обширная подборка кайнозойских вулканических пород Байкальского рифта с целью проверки геохимических критериев разделения пироксенитового и перидотитового источников плавления.

Вулканы региона характеризуются сходным химическим составом. На диаграмме TAS ($\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) около 90 % образцов попадают в поля базальтов и трахибазальтов, реже встречаются базаниты, тефриты и фонотефриты. Кислые разности (трахиандезиты, трахиты) наблюдаются исключительно на Удоканском вулканическом поле [6, 7]. Породы Байкальского рифта характеризуются содержанием $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3.8 - 10.0$ мас. % и относятся к высококалиевой серии. Для исследования были отобраны образцы классифицируемые как базальты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, которые характеризуются следующими содержаниями элементов: SiO_2 45–55 мас. %, K_2O 0.7–3.5 мас. %, MgO 2.50–1.03 мас. %, CaO 6.0–12.0 мас. %, P_2O_5 0.25–1.50 мас. %, Al_2O_3 13–19 мас. %, TiO_2 1.7–4.0 мас. %, FeO 8.0–13.0 мас. %.

Согласно экспериментальным данным, выплавки из пироксенитов и перидотитов различаются по содержанию главных оксидов (SiO_2 , CaO , FeO , MgO , Al_2O_3 , TiO_2 и др.) и их соотношениям. Для разделения источников плавления были использованы три геохимических маркера, основанных на различиях в содержаниях основных оксидов в экспериментальных выплавках: $\text{CaO} - \text{MgO}$ [4], $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ [8], и параметр FC3MS ($\text{FeO}/\text{CaO} - 3 \cdot \text{MgO}/\text{SiO}_2$, мас. %) [9]. Различие в составах расплавов из перидотитов и пироксенитов возникает из-за того, что оливин контролирует состав расплава, полученного из перидотита, тогда как пироксен контролирует расплав из пироксенита.

На диаграмме $\text{CaO} - \text{MgO}$ подавляющее большинство базальтов Байкальского рифта попадает в поле плавления пироксенитового источника, и лишь единичные пробы оказываются в

области перидотитового источника. Более отчетливо разделение наблюдается при использовании диаграммы $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. На данной диаграмме все исследованные вулканиты однозначно располагаются в области плавления пироксенитов. Параметр FC3MS четко разделяет составы: значения для расплавов из перидотитов <0.05 , для смешанных источников – $0.05-0.37$. Значения FC3MS для базальтов рифта составляют $0.57-1.41$, что значительно превышает верхний предел для перидотитового источника. Таким образом, все примененные геохимические индикаторы свидетельствуют о том, что базальты Байкальского рифта не являются производными перидотитовой мантии, а образовались преимущественно за счет плавления пироксенитового источника.

Для объяснения базальтового магматизма кайнозойского возраста в регионе привлекались разные генетические модели: мантийный плюм, влияние Тихоокеанской плиты, пассивные механизмы плавления, инициированные влиянием Индо-Азиатской коллизии на регион. Все эти модели предполагали перидотит в качестве основного субстрата плавления с меньшей пироксенитовой добавкой. Полученные нами результаты требуют пересмотра этого подхода и рассмотрения альтернативной модели, в которой доминирующую роль в магмообразовании играет пироксенитовый источник, а вклад перидотита незначителен или вообще отсутствует.

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 25-77-30006, <https://rscf.ru/project/25-77-30006>.

- [1] Hirose K., Kushiro I. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 114, № 4. P. 477–489.
- [2] Falloon T.J., Green D.H., Danyushevsky L.V., Faul U.H. Peridotite Melting at 1.0 and 1.5 GPa: an Experimental Evaluation of Techniques using Diamond Aggregates and Mineral Mixes for Determination of Near-solidus Melts // *Journal of Petrology*. 1999. V. 40, № 9. P. 1343–1375.
- [3] Hirose K. Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO_2 in alkali-basalt magma generation // *Geophysical Research Letters*. 1997. V. 24, № 22. P. 2837–2840.
- [4] Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52, № 1. P. 113–146.
- [5] Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // *Science*. 2008. V. 320. P. 916–919.
- [6] Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 287 с.
- [7] Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Козловский А.М., Ступак Ф.М., Кузнецов М.В., Шпакович Л.В. Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского Удоканского вулканического плато // *Петрология*. 2023. Т. 31, № 1. С. 3–28.
- [8] Monterova E.I., Ivanov A.V., Savatenkov V.M., Chu M.F., Panteeva S.V., Lee H.Y., Bindeman I.N. Miocene volcanism of the Baikal Rift across the boundary of the Siberian Craton: Evidence for lithospheric mantle melting // *Journal of Petrology*. 2023. V. 64, № 9. ead062.
- [9] Yang Z.-F., Li J., Jiang Q.-B., Xu F., Guo S.-Y., Li Y., Zhang J. Using major element logratios to recognize compositional patterns of basalt: Implications for source lithological and compositional heterogeneities // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124. P. 3458–3490.



МАГНИТОАКТИВНЫЙ СЛОЙ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕГО ГЛУБИНУ

А.Н. Диденко^{1,2}, М.Ю. Носырев², Г.З. Гильманова², М.Д. Хуторской¹

¹ Москва, Геологический институт РАН

² Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

В настоящее время основным методом определения глубины кровли и подошвы магнитоактивного слоя океанов и континентов является спектральный анализ аномального магнитного поля (АМП). И если глубина кровли в ряде случаев совпадает с сейсмическими данными, то глубину подошвы можно оценить только с помощью анализа АМП. Наличие последней обусловлено повышением температуры с глубиной и переходом акцессорных магнитных минералов, находящихся в горных породах, из ферромагнитного (ферримангнитного) состояния в парамагнитное. Именно поэтому эту границу часто называют поверхностью Кюри (CPD – Curie Point Depth).

Для территории юга Дальнего Востока России определения CPD, за исключением работы [3], не проводились, хотя на сопредельных территориях Китая и Японии выполнено несколько региональных работ [9, 12, 14, 15]. Следует отметить, что они направлены, в основном, на анализ только этого параметра и его связи с тепловым потоком. Совместное рассмотрение CPD с другими геолого-геофизическими характеристиками, например с сейсмичностью и тектоническими особенностями глубинного строения территории, выполнялось в этих работах в минимальной степени. Крупные тектонические подразделения юга Дальнего Востока Евразийского континента охарактеризованы по параметру CPD лишь фрагментарно, что затрудняет построение полной модели глубинного строения региона. Для восполнения этого пробела в качестве объекта расчета CPD нами была выбрана Амурская литосферная плита, являющаяся одной из основных тектонических мегаструктур юго-востока Евразийского континента на позднемезозойском – кайнозойском геодинамическом этапе.

Континентальные литосферные плиты обладают сложным строением. В значительной степени это свойственно их границам, представленным протяженными полосовыми зонами торшения и дробления земной коры, выделение которых зачастую дискуссионное [2, 6]. В полной мере это относится и к Амурской литосферной плите. В подавляющем большинстве случаев границы плит определяются по структурно-геологическим и сейсмическим данным, преимущественно по эпицентрам очагов землетрясений, которые в большинстве случаев являются верхнекоровыми. В последние 15–20 лет большое значение в определении плитных границ стали иметь геодезические данные в силу их возросшей точности. Эти способы выделения литосферных плит являются, по сути, двухмерными. Полагаем, что границы трехмерных объектов, какими являются литосферные плиты, необходимо определять с учетом продолжения их границ на глубину, вплоть до подошвы литосферы. Одной из таких глубинных границ может являться резкий перепад значений CPD (градиентная зона) между взаимодействующими плитами.

В качестве основных задач настоящего исследования были определены следующие.

1. На основе спектрального анализа фрагмента модели аномального магнитного поля EMAG2v3 [10], охватывающего территорию Амурской литосферной плиты и прилегающих площадей, методом центроида [11, 12] рассчитать глубину кровли (TPD) и подошвы (CPD) магнитоактивного слоя Амурской тектонической плиты и прилегающих территорий в скользящем окне размером 200×200 км с перекрытием в 100 км.

2. С использованием геопространственной платформы ArcGis [8] построить TPD и CPD исследуемого региона и проанализировать последнюю на предмет соответствия принятым границам Амурской плиты на поверхности Земли. Полагаем, это представляет существенный интерес, так как со времени выделения Амурской литосферной плиты как самостоятельного геодинамического объекта [4, 5] до сих пор имеются разногласия в определении ее границ на поверхности [1].

3. Сопоставление полученной глубинной модели CPD Амурской плиты с экспериментальными значениями ее современного поверхностного теплового потока [13].

4. Сопоставление полученной глубинной модели CPD Амурской плиты и прилегающих территорий с сейсмичностью региона по данным [7], в частности с суммарной сейсмической энергией литосферных землетрясений.

5. Сопоставление полученной глубинной модели CPD Амурской плиты и прилегающих территорий с тектоническим строением региона, а именно с пространственным положением гигантских гранитоидных батолитов, осадочных бассейнов и мантийных неоднородностей.

В результате проведенных исследований установлено следующее.

Глубина кровли магнитоактивного слоя в пределах плиты варьируется от 6.2 до 13.7 км при среднем 10.0 км, ее распределение с правосторонней асимметрией (–0.34) и эксцессом (–0.42) заметно отличается от нормального. Максимальная мощность верхнего немагнитного слоя наблюдается в пределах осадочных бассейнов (Нижнеамурский, Верхнезейский, Среднеамурский, Сунляо, Ерлинский) на северо-востоке, юго-западе и в центральной части плиты, а также в пределах гранитоидных батолитов (Ангаро-Витимский, Хэнтэйский) на северо-западе плиты. Минимальная мощность в континентальной части, за исключением отдельных «пятен», отмечается на территории Корейского п-ва, в морской – в акватории Японского моря.

Глубина подошвы магнитоактивного слоя в пределах плиты варьируется от 13.4 до 38.0 км при среднем 23.8 км, ее распределение с левосторонней асимметрией (0.26) и эксцессом (–0.71) отличается от нормального. Максимальная глубина подошвы магнитоактивного слоя наблюдается в пределах осадочных бассейнов (Эрлян, Сунляо, Среднеамурский) на юго-западе и в центральной части плиты. Области его минимальной глубины в континентальной части находятся на северо-западе в пределах гигантских гранитоидных батолитов (Ангаро-Витимский, Хэнтэйский) и на северо-востоке в пределах Буреинской провинции. Третья область минимальных значений CPD находится в пределах акватории Японского моря.

Относительно высокое стояние подошвы магнитоактивного слоя в акватории Японского моря связано с процессами рифтогенеза в задуговом бассейне, начавшегося в конце олигоцена, и генерацией флюидов и магматических камер над Тихоокеанским слэбом, погружающимся под Амурскую плиту.

Две области высокого стояния CPD в континентальной части плиты объясняются наличием двух тепловых аномалий. Северо-западная область объясняется наличием тепловой коровой аномалии, связанной с процессом радиоактивной теплогенерации гранитоидами гигантских Ангаро-Витимского, Хангайского и Хэнтэйского батолитов. Северо-Восточная Буреинская – с наличием здесь аномальной по температуре мантии.

Сопоставление вновь построенной карты CPD с границами Амурской плиты, определенными в основном по сейсмическим данным, показывает, что поверхностные границы плиты совпадают с зонами наибольших градиентов распределения изотермы 578 °C по глубине. Все они связаны с зонами повышенной генерации сейсмической энергии, за исключением одного небольшого участка на южной границе Амурской плиты в зоне ее сочленения с плитой Янцзы. В нашей интерпретации границы плиты – это достаточно широкие зоны в первые сотни километров, которые опоясывают плиту.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 22-17-00023-П (<https://rscf.ru/project/22-17-Q0023/>). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзадания ГИН РАН (тема № FMMG-2023-0010) и ИТиГ ДВО РАН (темы НИР № 121021000095-1, № 121021000094-4).

- [1] Аишурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 299–311.
- [2] Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
- [3] Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. Тепловая структура Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий по данным спектрального анализа аномального магнитного поля // Доклады РАН. 2017. Т. 477, № 3. С. 352–356. doi:10.7868/S0869565217330209.
- [4] Зоненишайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- [5] Зоненишайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Доклады АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669–672.
- [6] Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
- [7] Earthquake USGS Catalog. 2024 (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>).

- [8] ESRI. ArcGIS Desktop: Release 10. Redlands, CA: 2011.
- [9] Gao G., Kang G., Li G., Bai C. Crustal magnetic anomaly and Curie surface beneath Tarim Basin, China, and its adjacent area // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2015. V. 52, № 6. P. 357–367. doi:10.1139/cjes-2014-020
- [10] Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and error analysis of the earth magnetic anomaly grid at 2 arc min resolution version 3 (EMAG2v3) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017. V. 18. P. 4522–4537. doi:10.1002/2017GC007280.
- [11] Spector A., Grant F.S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data // *Geophysics*. 1970. V. 35, № 2. P. 293–302.
- [12] Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306, № 3–4. P. 461–470. doi:10.1016/S0040-1951(99)00072-4.
- [13] *The Global Heat Flow Database: Release 2024*. doi:10.5880/fidgeo.2024.014.
- [14] Wang J., Li C-F. Curie point depths in Northeast China and their geothermal implications for the Songliao Basin // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 163. P. 177–193. doi:10.1016/j.jseaes.2018.05.026.
- [15] Xiong Sheng-Qing, Yang Hai, Ding Yan-Yun, Li Zhan-Kui. Characteristics of Chinese continent Curie point isotherm // *Chinese Journal of Geophysics*. 2016. V. 59, № 6. P. 643–657. doi:10.6038/cjg20161008.



МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ «ПОРТРЕТ» ГОРОДА

А.А. Добрынина^{1,2}, С.А. Король¹, В.А. Саньков¹,
В.В. Чечельницкий¹, Е.В. Брыжак¹

¹Иркутск, Институт земной коры СО РАН

²Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru

Микросейсмические шумы – важное природное явление, которое влияет на записи сейсмических событий (взрывы, землетрясения и пр.) и несет информацию о состоянии недр Земли, ее строении, вариациях тектонических напряжений в зонах разломов и процессах подготовки сильных землетрясений, а также о прохождении опасных экзогенных процессов. Микросейсмический шум регистрируется в любой точке земного шара и складывается из природных и техногенных шумов. В целом, по происхождению микросейсм можно разделить на экзогенные (связанные с внешними источниками: приливные эффекты, ветер, деятельность человека) и эндогенные (обусловленные внутренними источниками: смещением блоков горных пород, процессами образования трещин в геологической среде, изменением структур за счет тектонических сил и деформирующих воздействий). В настоящей работе изучены проявления деятельности человека в микросейсмических полях на примере городов Иркутск и Байкальск.

В г. Иркутске расположена Иркутская гидроэлектростанция (ГЭС), Ново-Иркутская теплоэлектроцентраль (ТЭЦ), многочисленные автотранспортные дороги, через г. Байкальск проходит трасса Восточно-Сибирской железной дороги. Для анализа микросейсмических шумов в г. Иркутске использовались записи сейсмической станции «Иркутск» (принадлежит Байкальскому филиалу Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН») и сети локальных станций Института земной коры СО РАН, расположенных в разных частях города (три станции), в г. Байкальске – две временные станции Института земной коры СО РАН, расположенные вдоль русла р. Солзан.

Ново-Иркутская ТЭЦ расположена в юго-западной части города, часть пара после прохождения турбины направляется на нагрев воды, остальной пар после турбин направляется в конденсатор, а затем в градирни. Выход пара из градирен сопровождается звуковыми эффектами, слышимыми на расстоянии нескольких километров. Для анализа был выбран выброс пара 11 марта 2025 г. в 23 часа 45 минут (время местное), хорошо слышимый на расстоянии ~ 4.6 км. Анализ сейсмических записей показал значительное увеличение амплитуд вертикальных каналов в полосе частот от 4 до 18 Гц с максимумом на частотах 10–16 Гц (максимальное увеличение амплитуды наблюдалось на станции «Иркутск» – в семь раз относительно фона). Этот эффект наблюдался для всех станций, расположенных на расстояниях от 3 до 9.5 км. Проведенные расчеты показали увеличение звука на 16 дБ на частотах 10–16 Гц. Это изменение можно охарактеризовать как значительное, так как 10 дБ уже соответствуют переходу от тихих звуков к умеренно громким, а 16 дБ, соответственно, будут более заметным увеличением.

Иркутская ГЭС расположена на р. Ангаре в Свердловском районе г. Иркутска и является первой ступенью Ангарского каскада. Сооружения станции включают в себя две земляные плотины и здание ГЭС, совмещенное с донными водосбросами. Земляные плотины насыпные из песчано-гравийного грунта, с противотеплоизоляционным ядром из суглинка. Правобережная плотина длиной 2148 м и максимальной высотой 43 м по своим конструктивным особенностям условно разделяется на островную, русловую и правобережную части. Левобережная плотина имеет длину 328 м и максимальную высоту 38.5 м. Здание ГЭС руслового типа, совмещено с донными водосбросами. В здании установлены восемь гидроагрегатов, оборудованных поворотно-лопастными турбинами, работающими при расчетном напоре 26 м. Между гидроагрегатами размещены 16 донных водосбросных водоводов общей пропускной способностью 3840 м³/с. С учетом пропуска воды через гидроагрегаты максимальная пропускная способность гидроузла достигает 7040 м³/с, при этом сбросы выше 6000 м³/с не допускаются по условиям незатопления г. Иркутска. Нами анализировались сейсмические шумы, генерируемые обычным сбросом воды (12–21 мая 2025 г., сброс 1500–1600 м³/с) и во время увеличенного сброса: 9–18 августа

2021 г. (сброс до 3100–3300 м³/с), 15–24 июля 2024 г. (до 2400–2800 м³/с). Так как в верхней части плотины ГЭС проходит автомобильная дорога, соединяющая право- и левобережную части города, анализировались наименее зашумленные записи – в период с 18:00 до 20:00 (время UT). На спектрах, полученных станцией «Иркутск», хорошо видны узкие высокоамплитудные пики на частоте ~1.4 Гц, соответствующей собственной частоте гидроагрегатов. При увеличенном сбросе воды наблюдается увеличение спектральной плотности мощности сейсмических шумов в частотном диапазоне от 0.1 до 40 Гц, максимум приходится на полосу высоких частот – от 1 до 20 Гц, при этом наибольшее увеличение наблюдается для горизонтальных каналов. Максимальное увеличение сейсмического шума отмечается 12 августа 2021 г. в период максимального сброса воды – 3300 м³/с, амплитуды при этом увеличились в 23 раза относительно фона (на частоте 3 Гц). Также построена зависимость амплитуд сейсмических шумов в зависимости от уровня водохранилища – для канала NS амплитуды скоростей увеличились в 1.88, EW – в 1.98, Z – в 1.65 раза, при этом подъем уровня водохранилища составил 0.85 м.

В 2020 г. во время пандемии с 20 часов (время местное) 31 марта до 5 апреля включительно Иркутская область перешла на режим самоизоляции, в связи с чем в городе значительно упала транспортная нагрузка. Нами были проанализированы записи станции «Иркутск» за периоды с 23 по 31 марта (до изоляции) и с 1 по 6 апреля (во время изоляции). Отдельно анализировались записи, полученные в рабочие дни и в выходные (суббота, воскресенье). Полученные результаты свидетельствуют о том, что уровень сейсмических шумов стабильно снижается в выходные дни в ~1.3 раза относительно рабочих вне зависимости от режима самоизоляции, в то время как уровень шума в рабочие дни в обычном режиме превышает уровень шума в период самоизоляции в 1.13 раза, а в выходные – в 1.09 раза. Максимальное понижение уровня шума отмечается на частотах 4–15 Гц.

Сейсмическая станция «Иркутск» расположена в здании Института земной коры СО РАН на расстоянии 86 м от улицы Лермонтова, одной из главных транспортных линий города, на расстоянии 76 и 67 м проходят еще две улицы. Анализ спектрально-временных диаграмм в ночное и дневное время (минимальная и максимальная транспортная нагрузка соответственно) показал увеличение спектральной плотности мощности сейсмического шума в дневное время в частотном диапазоне от 5 до 15 Гц. Максимальное увеличение в 140 раз относительно спокойного фона наблюдается для вертикальной компоненты.

Сейсмические станции в г. Байкальске были расположены на расстоянии 71 и 1193 м от линии Восточно-Сибирской железной дороги. По дороге проходят пригородные поезда, поезда дальнего следования, а также грузовые (товарные) поезда. В отличие от других сейсмических помех антропогенного происхождения, проанализированных в настоящей работе, сейсмические записи, сгенерированные проходящими поездами, легко выделяются визуально и имеют характерную узнаваемую форму. Длительность записи зависит от длины состава и может составлять до 2 мин для пригородного поезда, до 5 мин для поезда дальнего следования и более – для грузового состава. Амплитуды сейсмических шумов увеличиваются в области от 5 до 30 Гц с максимумом в области 20–25 Гц. Максимальное увеличение амплитуд сейсмического шума наблюдается для горизонтальных компонент, их значения зависят от скорости и тяжести состава и могут достигать 83 Гц для пригородных поездов и 200 Гц и более для грузовых составов и поездов дальнего следования от уровня спокойного фона.

По итогам выполненного исследования можно заключить, что антропогенная деятельность в пределах населенных пунктов находит свое отражение в изменении микросейсмического поля. При этом каждое антропогенное воздействие (транспортная нагрузка, уровень воды в водохранилище, увеличение сброса воды на плотине ГЭС, сброс пара на ТЭЦ) имеет собственные характерные частоты излучения и может быть уверенно идентифицировано с помощью спектрального и спектрально-временного анализа. Знание об амплитудно-частотных характеристиках антропогенных шумов и их вариациях необходимо при изучении спектральных свойств сейсмического шума природного эндогенного и экзогенного происхождения, чтобы избежать «загрязнения» полезного сигнала.



ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ПАССИВНОЙ СЕЙСМИКИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ РАЗРЕЗА НА ПРИМЕРЕ КОВЫКТИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.А. Добрынина^{1,2}, А.В. Саньков¹, В.А. Саньков¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

² Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru

В работе рассматривается применение метода пассивной сейсмики (метод спектральных отношений амплитуд горизонтальных и вертикальной компонент микросейсмических шумов Накамуры (H/V-отношения)) [1] для картирования и изучения неоднородностей среды на примере Ковыктинского газоконденсатного месторождения с целью выявления положения зон разломов и оценки глубины их проникновения. Преимуществами метода является его быстрота и относительная дешевизна по сравнению с обычными геофизическими подходами. В работе [2] показано, что на земной поверхности над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды уменьшаются (отношение H/V увеличивается), а над низкоскоростными – возрастают (отношение H/V уменьшается). Частоты f экстремумов кривой H/V связаны с глубиной H и соответствующей скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H \approx 0.4 \cdot V_R(f)/f$.

Для регистрации микросейсмических колебаний на профилях вкрест простирания зон разломов использовались сейсмические регистраторы ZET048-VER.3 с трехкомпонентным широкополосным сейсмометром модели СМЕ-4211 и Байкал-7HR с короткопериодными датчиками СМ. Было отработано пять региональных и локальных профилей в зоне Жигаловского вала (Чикан-1, Чикан-2, Чикан-3, Бурунга, Знаменка) и севернее, в долине р. Лены, вкрест разлома субмеридионального простирания (профиль Лена). Для определения границ фундамента были обработаны данные по профилям микросейсмического зондирования на территории Ковыктинского лицензионного участка – профили Орлинга и Орлинга-2 (вспомогательный).

Одной из специфик метода H/V-отношений является расстановка регистрирующих станций: для уверенной регистрации вертикальной или субвертикальной неоднородности расстояние между соседними станциями по горизонтали не должно превышать $\frac{1}{2}$ размера этой неоднородности, поэтому перед расстановкой станций в зоне разлома предварительно проводилась визуальная оценка возможной ширины зоны разлома, в зависимости от которой выполнялась финальная установка профиля. В итоге расстояние между станциями составляло от 20 до 740 м, общее количество точек измерения на профиле также варьировалось в зависимости от размеров исследуемого участка.

Профили Орлинга и Орлинга-2. Субмеридиональный профиль длиной 11.1 км проходит по долине р. Орлинга. Три южных станции располагаются на склоне долины, а остальные – в долине этой реки, в зоне распространения аллювиальных отложений. На профиле достаточно уверенно можно выделить основные границы в осадочном чехле: кристаллический фундамент Сибирской платформы, подсолевой (карбонатно-терригенный) комплекс (рифей – венд), солевой (карбонатно-галогеновый) комплекс (нижний – средний кембрий) и надсолевой (терригенный) комплекс (верхний кембрий – ордовик). Завершают разрез четвертичные отложения долины р. Орлинга. В южной части профиля, предположительно, выделяется разлом, выраженный в виде цепочки субвертикальных аномалий разного знака, проходящей через весь разрез. Второй, вспомогательный, разрез северо-восточной ориентации построен по данным трех станций. На разрезе, несмотря на большие расстояния между станциями, отчетливо выделяются три главных комплекса в составе палеозойского чехла платформы, а также ее фундамент. Граница залегания фундамента соответствует частотам 0.15–0.20 Гц. Поскольку не всегда на профилях H/V-отношений возможно уверенное выделение фундамента в связи с малыми различиями упругих свойств фундамента и нижней части осадочного чехла, в дальнейшем мы будем ориентироваться на полуценные значения (0.15–0.20 Гц) при интерпретации результатов.

Профиль Лена. Измерения проводились с использованием короткопериодных датчиков СМ. Длина профиля составляет 4.2 км, он пересекает русло р. Лены и проходит в основном по ее правому берегу. Согласно данным дешифрирования линеаментов рельефа вдоль долины р. Лены проходит разломная зона субмеридионального направления. На профиле в западной части выделяется вертикальная аномалия, выраженная повышенными значениями Н/V-отношений в средней и нижней части разреза осадков платформы. Аномалия прослеживается до поверхности фундамента и ниже. В восточной части профиля вертикальная положительная аномалия присутствует в верхней части разреза, отвечающей терригенно-карбонатной надсолевой толще.

Профиль Знаменка. Измерения проводились с использованием короткопериодных датчиков СМ. Профиль длиной 1.3 км пересекает линеамент северо-западного простирания, предположительно связанный с зоной разлома. В разрезе отчетливо выделяются три слоя: фундамент, подсолевой и солевой комплексы. В верхней части менее отчетливо выражен надсолевой терригенно-карбонатный комплекс. Предполагаемая зона разлома выражена по разрезу по-разному. В нижней части разлома она представлена крутопадающей ($65\text{--}70^\circ$) положительной аномалией Н/V-отношений, проходящей из фундамента в подсолевой горизонт до его кровли. В солевом горизонте аномалия присутствует, однако имеет размытые контуры. В верхней части разреза она представлена отдельным фрагментом. Характер аномалии, ее морфология и положительный знак в поле Н/V-отношений могут свидетельствовать о более сложной природе, чем простая зона разлома. Вполне вероятно, что вдоль этой зоны могла внедряться базитовая дайка, поскольку положительная аномалия указывает на наличие более плотного вещества в зоне разлома по сравнению с вмещающими породами.

Профиль Чикан-1. Профиль пересекает северную часть зоны Жигаловского вала. Согласно данным геологической съемки 1:200000 масштаба, а также данным дешифрирования космических снимков и геолого-структурных исследований [3], здесь прослеживается серия субпараллельных разломов северо-восточного простирания. На субмеридиональном профиле Чикан-1 зоны разломов выражены в виде субвертикальных зон снижения значений Н/V. В рельефе они соответствуют уступу и линейным понижениям.

Профиль Чикан-2. Северо-западный профиль пересекает долину р. Чикан и продолжается по левому борту долины р. Тутура, проходя через центральную часть Жигаловского вала. Наиболее выражены два разлома северо-восточной ориентации – разлом, ограничивающий Чиканский горст (Тутуро-Чиканский разлом), и разлом, прослеживающийся на южном склоне Тыпта-Тутурского понижения. На разрезе обе структуры выражены также в виде субвертикальных зон снижения значений Н/V. Они пересекают разрез консолидированных осадков и, по-видимому, входят в фундамент платформы, поверхность которого, согласно нашим данным, располагается в пределах частоты 0.2 Гц (пр. Лена и Знаменка).

Профиль Бурунга. Локальный профиль северо-западного простирания проходит по левому борту долины р. Бурунга, на стрелке с долиной р. Чикан. Он пересекает сегмент Тутуро-Чиканского разлома, выраженного в рельефе крутым уступом и имеющего признаки плейстоцен-голоценовых подвижек. В разрезе отчетливо выражены два блока с различающимися характеристиками поля микросейсмического шума. Граница между блоками на поверхности располагается на продолжении уступа Тутуро-Чиканского разлома. Для детализации верхней части структуры разломной зоны построен разрез в частном диапазоне от 0.6 до 15.0 Гц. На нем зона разлома выражена в виде вертикальной положительной аномалии Н/V-отношений.

Профиль Чикан-3. Локальный профиль длиной 520 м пересекает уступ Тутуро-Чиканского разлома в СЗ направлении. По субвертикальной зоне разлома контактируют два блока с различными свойствами, выраженными в изменении значений Н/V-отношений. При детализации в верхней части разреза отчетливо выделяется отрицательная аномалия на границе блоков, при этом в блоке, располагающемся гипоцентрически ниже и соответствующем долине р. Чикан, наблюдается пологонаклонная положительная аномалия, предположительно связанная с наличием здесь горизонта карбонатных пород повышенной прочности.

По результатам проведенных работ можно сделать следующие выводы: на профилях микросейсмического зондирования достаточно отчетливо выделяются основные комплексы пород чехла Сибирской платформы, а также ее фундамент. В результате проведенных исследований зон разломов методами микросейсмического профилирования на локальных и региональных профилях удалось показать, что крупные линеаменты соответствуют зонам разломов фундамента и чехла Сибирской платформы в районе Ковыктинского ЛУ и его окружения. Подтверждается наличие разлома на глубине в разрезе чехла и фундамента вдоль Чиканского горста (Тутуро-Чиканский разлом). Субмеридиональные структуры зоны Ленского разлома выражены

в широкой зоне субвертикальными аномалиями, что соответствует сдвиговой природе этого разлома. Зона разлома может быть по-разному выражена на различных этажах разреза консолидированных осадков платформы, что показано на примерах профилей Знаменка и Орлинга. По результатам микросейсмического зондирования в зоне Жигаловского вала в разрезе уверенно выделяются три основных слоя: 1) рыхлые четвертичные осадки (скорость поперечных волн $V_s=30-160$ м/с, глубина подошвы слоя $h=15$ м); нарушенные выветрелые трещиноватые породы кембрия ($V_s=340-360$ м/с, $h=370-450$ м); 3) толща платформенных осадков ($V_s=0.75-1.00$ км/с, $h=2.8-3.3$ км), которая сменяется фундаментом ($V_s=3.5-6.6$ км/с, $h=3.7-4.4$ км). Точное положение границы между платформенными осадками и фундаментом не выявлено, так как на контакте нет контраста скоростей сейсмических волн.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Railway Technical Research Institute. 1989. V. 30. P. 25–33.
- [2] Горбатилов А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С.96–112.
- [3] Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Лебедева М.А., Саньков А.В., Добрынина А.А., Коваленко С.Н. Позднекайнозойское разломообразование и напряженное состояние юго-восточной части Сибирской платформы // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 1. С. 81–105. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0233.



U-Rb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА И ТИТАНИТА ИЗ ПОРОД В ПОДОШВЕ КОЛВИЦКОГО ГРАНУЛИТОВОГО НАДВИГА

К.А. Докукина¹, В.С. Шешуков¹, А.Н. Конилов¹, А.В. Куликова²

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

² Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Изучены циркон и титанит из пород в подошве Лапландско-Колвицкого гранулитового надвига, северо-восток Фенноскандинавского щита Восточно-Европейского кратона. Большинство исследователей палеопротерозойской истории Карело-Кольского региона сходятся в том, что начиная с раннего палеопротерозоя – от ~2.5 млрд лет – и вплоть до 1.92 млрд лет эта территория, а также смежные территории Карелии, Финляндии и Норвегии испытывали длительное прогибание и рифтогенез под воздействием поднятия мантийного суперплюма [1, 2]. Наиболее крупные палеопротерозойские тектонические единицы представлены породами Печенга-Имандра-Варгужского вулканогенно-осадочного пояса (палеорифта) и покровами Лапландско-Кольского глубинного надвига.

Мафические породы аллохтона в районе оз. Глубокого представлены крупным массивом палеопротерозойских габбро-анортозитов, расслоенный комплекс которых состоит из чередования метаморфизованных в условиях высокобарной гранулитовой фации метаморфизма крупнозернистых анортозитов, габбро и габбро-норитов, преобразованных в гранат-клинопироксен-плагиоклазовые породы и двупироксеновые кристаллосланцы. В подошве надвига в деформированных породах аллохтона гранулитовые парагенезисы преобразуются в амфиболиты, а породы аллохтона представлены сильно деформированными архейскими гнейсами Инари-Кольского микроконтинента.

Циркон и титанит были отобраны (1) в гранулитизированных пижонитовых метагаббро-норитах, сохранивших первичные ассоциации плагиоклаза и магматических пироксенов; (2) в амфиболитах аллохтона и (3) в деформированных гнейсах параавтохтона. Датирование титанита и циркона было выполнено методом LA-ICPMS в Геологическом институте РАН, Москва (циркон и титанит) и в Казанском (Приволжском) федеральном университете.

Циркон из метагаббро-норитов характеризуется округлыми формами с типичными для гранулитовых цирконов зональностями типа елового дерева или футбольного мяча или отсутствием зональности. Магматические реликтовые ядра циркона дали возраст формирования расслоенного комплекса 2454 ± 38 млн лет. Остальные метаморфогенные зоны в цирконах дали несколько значений конкордантного возраста (2272 ± 38 , 2171 ± 15 , 2084.9 ± 9.7 , 1993 ± 11 и 1895 ± 18 млн лет), отвечающих этапам палеопротерозойской эволюции исследованной территории, которая характеризуется отчетливой периодизацией [2]:

- 2.53–2.42 (до 2.32) млрд лет назад проявлялся суперплюм с формированием раннепалеопротерозойской крупной изверженной провинции (LIP);

- 2.3–2.1 млрд лет назад был этап «дремлющей» внутриплитной тектоники;

- 2.11–1.92 млрд лет назад возобновились активные плюмовые процессы с формированием среднепалеопротерозойской LIP и рифтогенезом вдоль окраин формирующегося внутриконтинентального орогена с локальными переходами к спредингу;

- 1.93–1.86 млрд лет назад сочетание процессов мантийно-плюмового и тектоноплитного типа привело к частичному разрыву континента и его последующему возрождению и возникновению коллизионных орогенов во внутренних областях обновленного континента, которые включали надвиг-поддвиговые осадочно-вулканогенные и синформные покровно-надвиговые гранулитогнейсовые пояса;

- 1.87–1.70 млрд лет назад произошел позднепалеопротерозойский внутриконтинентальный коллизионный орогенез с возникновением Лапландско-Кольско-Беломорского орогена, сопровождавшийся посторогенным и анорогенным магматизмом и метаморфизмом.

В отличие от циркона, титанит дал неожиданный согласованный результат, соответствующий возрасту магматического протолита пижонитового габбро-норита 2435 ± 48 млн лет. Этот результат требует осмысления, поскольку в остальных случаях титанит дал ожидаемый возраст последнего метаморфического события, воздействующего на породы, связанного с окончательным выдвиганием глубинного надвига.

Метаморфический циркон и титанит из амфиболитов аллохтона в подошве надвига дали возраст: 1900 ± 7.1 млн лет – циркон и 1939.6 ± 8.3 млн лет – титанит.

Циркон из гнейсов дал широкий диапазон значений возраста – от мезоархея до палеопротерозоя, тогда как титанит в гнейсах имеет возраст 1922 ± 23 млн лет.

Сравнение полученных значений возраста по циркону и титаниту показало, что титанит в случае амфиболита и деформированного гнейса ненамного, а в случае титанита из пижонитового метагаббро-норита намного древнее полученных по циркону. Формирование титанита в амфиболите и гнейсе связано с формированием самых поздних парагенезисов амфиболитовой фации метаморфизма. Относительно молодой палеопротерозойский возраст метаморфического циркона, по-видимому, отражает более раннее формирование титанита в ассоциации минералов амфиболитовой фации метаморфизма и длительную относительно низкую температуру кристаллизации – перекристаллизации циркона. Особняком стоит раннепалеопротерозойский возраст титанита ~ 2.44 млрд лет, в пределах отражающий возраст формирования габбро-норита по данным датирования циркона. Открытым остается вопрос, как титанит сохранил такой древний сигнал, так как эффективная диффузия свинца в кристаллической решетке титанита реализуется при относительно высоких температурах, что обеспечивает минимальное закрытие U-Pb изотопной системы при температуре ≥ 650 °C [3], и поэтому возраст титанита обычно интерпретируется как возраст остывания. Однако появляются сообщения, что в присутствии высокотемпературного силикатного расплава температура закрытия U-Pb системы в титаните может превышать 840 °C [4].

Работа выполнена согласно плану научных исследований ГИН РАН (0135-2019-0077).

- [1] Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., Taran L.N. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 39–66. doi:10.1016/S0040-1951(01)00033-6.
- [2] Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov et al. Mesoarchean Kola-Karelia continent // *East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure* / Eds. K. Condie, F.E. Harvey. Geological Society of America Special Paper. 2015. V. 510. P. 15–88.
- [3] Cherniak D.J. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport // *Chemical Geology*. 1993. V. 110. P. 177–194.
- [4] Kirkland C.L., Yakymchuk C., Gardiner N.J., Szilas K., Hollis J., Olierook H., Steenfelt A. Titanite petrochronology linked to phase equilibrium modelling constrains tectono-thermal events in the Akia Terrane, West Greenland // *Chemical Geology*. 2020. V. 536. 119467. doi:10.1016/j.chemgeo.2020.119467.



НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ДОЛЕРИТОВ БАЙКАЛЬСКОГО РОЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, А.Б. Котов², А.М. Мазукабзов¹,
Е.Б. Сальникова², Е.В. Скляров^{1,3}, Е.И. Демонтерова¹,
А.В. Лавренчук^{3,4}, У.С. Ефремова¹, В.П. Ковач², Е.Е. Бадашкова¹

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

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³ Новосибирск, Новосибирский государственный университет

⁴ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Неопротерозойские дайки долеритов, объединяющиеся в Саяно-Байкальский дайковый пояс, или Иркутскую крупную магматическую провинцию, широко распространены в южной части Сибирского кратона и фиксируют события растяжения, связанные с отделением Сибирского кратона от Лаврентии во время распада суперконтинента Родиния [1–10].

Несмотря на длительный период изучения даек Саяно-Байкальского дайкового пояса, до настоящего времени имелось всего две надежных U-Pb оценки возраста, полученные для долеритов из этих даек. Возраст 718 ± 6 млн лет был получен по циркону из долеритов дайки Бирюсинского участка Саянского роя [10], и возраст 715 ± 10 млн лет был получен по бадделейту из долеритов дайки Кочериковского участка Байкальского роя [9].

В данной работе приводится новая U-Pb оценка возраста для долеритов Голоустенского участка Байкальского роя, рассматриваются геохимические и изотопные характеристики этих долеритов, а также делается сопоставление химических составов долеритов на разных участках Байкальского роя.

К Голоустенскому участку отнесены дайки долеритов, прорывающие докембрийские породы фундамента Сибирского кратона, располагающиеся на площади от пос. Большое Голоустное до р. Анга. Дайки имеют мощность от первых метров до (реже) нескольких десятков метров, характеризуются северным и северо-восточным простираем и крутыми углами падения.

Для U-Pb геохронологических исследований была отобрана проба долерита из центральной части крупной дайки в районе среднего течения р. Анга. Дайка имеет северо-восточное простираем и мощность около 50 м. Из долерита в ИЗК СО РАН был выделен бадделейт, U-Pb геохронологические исследования (ID-TIMS) которого были выполнены в ИГГД РАН. Бадделейт представлен псевдопризматическими и пластинчатыми прозрачными и полупрозрачными кристаллами светло-коричневого и коричневого цвета с однородным внутренним строением. Проведенные исследования показали, что U-Pb возраст долерита составляет 701 ± 2 млн лет.

Дайки Голоустенского участка на всем его протяжении имеют близкие характеристики. Все породы представлены долеритами, основными минералами которых являются плагиоклаз и клинопироксен. Породы имеют составы, соответствующие базальтам и андезибазальтам толеитовой серии с низкими концентрациями TiO_2 (0.5–0.8 мас. %) и P_2O_5 (0.07–0.13 мас. %). Для долеритов характерны низкие содержания Nb (3.0–8.5 г/т), умеренные или повышенные содержания Th (2.0–9.1 г/т), фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов $(\text{La}/\text{Yb})_n = 4.2\text{--}9.5$. Породы обнаруживают высокие значения отношения $(\text{Th}/\text{La})_{\text{pm}}$, составляющие 1.2–2.1, но низкие значения отношения $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}} = 0.15\text{--}0.31$, а также хорошо проявленную отрицательную аномалию по Nb на мультиэлементных спектрах ($\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0.13\text{--}0.25$). Проанализированные долериты обнаруживают высокие значения отношения Ce/Nb (5.9–8.6) и на диаграмме Ce/Nb – Th/Nb [11] попадают в поля субдукционно-связанных магматических источников, а на диаграмме Th/Nb – TiO_2/Yb [12] располагаются в поле SZLM (субдукционно-модифицированная литосферная мантия). Долериты имеют очень низкие отрицательные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$, варьирующиеся от $-15.7\text{--}-16.7$. Совокупность геохимических и изотопных данных позволяет допускать формирование этих долеритов в результате плавления субконтинентального литосферного мантийного источника.

Близкие по возрасту долеритам Голоуспенского участка долериты Кочериковского участка Байкальского дайкового роя обнаружили как сходства, так и отличия геохимических характеристик. В частности, долериты Кочериковского участка по своему составу также соответствуют базальтам толеитовой серии с низкими концентрациями TiO_2 (0.9–1.3 мас. %) и P_2O_5 (0.09–0.18 мас. %), но при этом имеют отличия в содержаниях и отношениях редких элементов и изотопном составе Nd. Среди неопротерозойских долеритов Кочериковского участка было выделено две группы пород. Долериты первой группы характеризуются низкими концентрациями Th (0.6–2.1 г/т), Nb (3.3–9.2 г/т), слабо фракционированным распределением редкоземельных элементов ($(\text{La/Yb})_n=2.2\text{--}3.8$), варьирующимися значениями отношения $(\text{Th/La})_{pm}=0.7\text{--}1.3$, а также значениями $\varepsilon_{Nd}(t)=-0.5\text{--}3.9$ [3]. На основании совокупности геохимических и изотопных данных был сделан вывод, что долериты могли быть образованы в результате плавления мантийного источника при смешении мантийных компонентов, близких по составу к базальтам океанических плато и надсубдукционной субконтинентальной литосферной мантии [3]. Долериты второй группы Кочериковского участка имеют более высокие концентрации Th (3.0–5.3 г/т), Nb (9.8–21.1 г/т), фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(\text{La/Yb})_n=3.5\text{--}5.4$), высокие значения отношения $(\text{Th/La})_{pm}=1.6\text{--}1.9$ и значения $\varepsilon_{Nd}(t)=-5.3\text{--}6.0$ [3]. Геохимические и изотопные данные этих долеритов позволяют допускать добавление материала континентальной коры к мантийному источнику, вероятно единому для долеритов первой и второй группы Кочериковского участка [3].

Таким образом, проведенные исследования позволили сделать вывод о том, что неопротерозойские долериты даек Голоуспенского и Кочериковского участков Байкальского роя Саяно-Байкальского дайкового пояса имеют значимые различия геохимических и изотопных характеристик, что указывает на их формирование из различных мантийных источников. Сделанное заключение наглядно свидетельствует о гетерогенности литосферной мантии в неопротерозое под южной частью Сибирского кратона.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант № 23-17-00196.

- [1] Гладкоhub Д.П., Склярв Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Пантеева С.В. Петрология габбро-долеритов из неопротерозойских дайковых роев Шарыжалгайского выступа и проблема распада суперконтинента Родиния // Петрология. 2001. Т. 9, № 6. С. 639–656.
- [2] Гладкоhub Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Склярв 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., Гладкоhub Д.П., Мазукабзов А.М., Демонтерова Е.И., Ефремова У.С. Геохимические критерии разделения протерозойских долеритов даек центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона // Геохимия. 2023. Т. 68, № 5. С. 488–507.
- [4] Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 359–376.
- [5] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanovich A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147, № 3–4. P. 260–278.
- [6] Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 660–668.
- [7] Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanovich A.M., Murphy J.B., Tait J.A., Donskaya T.V., Konstantinov I.K. Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography // Precambrian Research. 2013. V. 231. P. 372–382.
- [8] Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. 2016. V. 9, № 6. P. 464–469.
- [9] Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., El Bilali H. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: The initiation of Laurentia-Siberia separation // Precambrian Research. 2023. V. 394. 107111.
- [10] Romanov M., Sovetov Ju.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. 2021. V. 63, № 13. P. 1658–1681.

- [11] *Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.* Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constraints // *Journal of Petrology*. (Special Lithosphere Issue). 1988. P. 415–445.
- [12] *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.



РОЛЬ БАКТЕРИЙ В ОБРАЗОВАНИИ ВЕНЧАЮЩИХ ДОЛОМИТОВ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

А.В. Драздова, С.В. Рудько

Москва, Геологический институт РАН, annadrazd@gmail.com

Венчающими доломитами (ВД) называют маломощный (медианная мощность 9 м) горизонт доломитов, перекрывающий ледниковые отложения докембрия. ВД представляют собой непосредственную запись палеосреды после завершения предполагаемых глобальных оледенений неопротерозоя [1].

Примечательно то, что ВД оледенения Марино (635 млн лет) на разных континентах имеют большое сходство за счет целого ряда характерных черт. Среди этих черт типичные структуры, макропелоиды (пелоиды диаметром более 1 мм) и взламывающие породу карбонатные или кремнистые цементы, позволяющие задуматься о едином механизме образования ВД в отдаленных друг от друга регионах.

На сегодняшний день существует несколько гипотез образования ВД, часть из которых предполагает активное участие бактерий. Среди них гипотезы пресноводного плюма, континентального выветривания и повышенной микробиальной активности, отводящие сульфатредуцирующим бактериям главную роль в формировании доломита [2]. Этот вывод был сделан в том числе за счет изучения соотношения $V/V+Ni$, свидетельствовавшего о дизоксигенной обстановке во время осадконакопления ВД [3].

Детальное изучение ВД Уринского поднятия позволило добавить новый фактический материал в эту дискуссию. На Уринском поднятии на сегодняшний день обнаружены три разреза ВД, слагающих основание баракунской свиты. Два из них расположены на р. Ура, один – на р. Большой Патом.

Один из разрезов ВД на р. Ура находится на западном крыле Уринской антиклинали, его мощность составляет около 2 м. Преимущественно его геохимические характеристики освещены в работе [5].

Видимая мощность разреза на восточном крыле антиклинали составляет около 3 м, контакты с нижележащими и вышележащими отложениями задернованы. В нижней и средней части разреза видны подобные типиструктуры. Разрез на Большом Патома обнаружен недавно и отличается относительно большой мощностью (5 м) и высокой степенью сохранности седиментационных текстур.

ВД во всех перечисленных разрезах представлены доломитом (тонкое переслаивание мадстоуна и грейнстоуна по классификации Данхэма) серого цвета, слоистость выражена чередованием слойков мощностью до 3–5 мм, сложенных микритовыми пелоидами (в литературе эти образования получили специальное название макропелоиды) доломитового состава размером 0.1–3.0 мм, сцементированными крупными, часто послойными кристаллами кальцита (пойкилитовый цемент), и комковатым микритовым доломитом.

В одном из образцов с разреза на р. Большой Патом (270 см от контакта с ледниковыми отложениями большепатомской свиты) за счет наилучшей сохранности породы в строении макропелоидов найдены нитевидные структуры.

Биогенность подобных структур в докембрийских отложениях требует обоснования в связи с широким распространением псевдофоссилий. Было установлено, что нитевидные структуры сложены спаритовым кальцитом, подобным слагающему пойкилитовый цемент. Таким образом, обнаруженные структуры являются псевдоморфозами кальцита по пустотам, образовавшимся при растворении органики, и не могут называться фоссилиями. Ширина наблюдаемых нитей варьируется в диапазоне 10–50 мкм с ярко выраженным максимумом на 17–20 мкм, они сильно изгибаются даже в пределах толщины шлифа.

Тем не менее морфология исходных организмов читается с высокой долей уверенности. Структуры были проверены на соответствие критериям биогенности, разработанным для истинных органостенных фоссилий нитевидных прокариот [4].

С рядом оговорок, связанных с принципиально иным типом сохранности, обнаруженные структуры соответствуют всем применимым критериям. Среди них цилиндрическая форма, видоспецифичная ширина, однородность диаметра, множественность образцов и разнообразие сообщества. О последнем свидетельствует присутствие коккоидных форм, видимых при просмотре сколов породы с помощью сканирующего электронного микроскопа.

Однако необходимо отметить, что псевдофоссилии в большинстве своем представлены именно шаровидными формами, в то время как нитевидные образования значительно реже воссоздаются в ходе абиогенных процессов.

Косвенным аргументом в пользу биогенности нитевидных структур стали обнаруженные при изучении сколов с помощью электронного микроскопа минерализованные фрагменты внеклеточной полимерной субстанции.

Видовую принадлежность ископаемых микробов сложно определить с уверенностью. Простые коккоидные и нитчатые формы встречаются среди микроорганизмов с различными метаболическими свойствами и разной филогенетической принадлежностью, по-видимому, как следствие конвергентной эволюции. Тем не менее первичные продуценты, как основа экосистемы, должны были преобладать в древних микробных сообществах. Следовательно, цианобактерии, с учетом высокого потенциала сохранения их современных аналогов (включая внеклеточную полимерную субстанцию), остаются наиболее вероятными кандидатами на роль организмов, формировавших структуры сходной морфологии [6]. Геохимические прокси окислительно-восстановительных обстановок, например отношение $V/V+Ni$, измеренное для разреза на р. Большой Патом, указывают на окисленную обстановку накопления ВД Уринского поднятия. Отметим, что в микробиальных матах под насыщенным кислородом слоем, населенным цианобактериями, может находиться бескислородный участок, пригодный для жизни сульфатредукторов [4].

Шарообразная форма макропелоидов может быть связана как с формой колоний цианобактерий (например, рода *Nostoc*) или воздействием на бактериальные маты осциллярного потока [4], так и с принадлежностью к онкоидам или интракластам. В пользу первого варианта свидетельствуют форма, отсутствие видимого ядра, концентрического строения и обломочной примеси в зернах.

Исследование выполнено при поддержке РНФ, грант № 25-27-00248.

- [1] Hoffman P.F., Macdonald F.A., Halverson G.P. Chapter 5: Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: Iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite // *Geological Society Memoir*. 2011. V. 36. P. 111–140.
- [2] Yu W., Algeo T.J., Zhou Q., Du Y., Wang P. Cryogenian cap carbonate models: a review and critical assessment // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. V. 552. P. 109727.
- [3] Nédélec A., Affaton P., France-Lanord C., Charrière A., Alvaro J. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipé Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): A record of microbial activity in a peritidal environment // *Comptes Rendus – Geoscience*. 2007. V. 339. P. 229–238.
- [4] Bosak T., Mariotti G., MacDonald F.A., Perron J.T., Pruss S.B. Microbial sedimentology of stromatolites in neoproterozoic cap carbonates // *The Paleontological Society Papers*. 2013. V. 19. P. 105–124.
- [5] Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских “венчающих доломитов” Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // *Литология и полезные ископаемые*. 2010. № 6. С. 644–661.
- [6] Golubic S., Seong-Joo L., Browne K.M. Cyanobacteria: architects of sedimentary structures // *Microbial Sediments*. 2000. P. 57–67.



ИЗУЧЕНИЕ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ЗОНАЛЬНОГО ОЛИВИНА ИЗ МЕЙМЕЧИТОВ КОНТОЗЕРСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) МЕТОДОМ LA ICP MS

А.М. Дымшиц^{1,2}, Ю.А. Михайлова², А.А. Каримов¹, Е.А. Гладкочуб¹

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

² Апатиты, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН

На северо-востоке Кольского полуострова архейские гнейсы кольской серии прорваны породами Контозерского комплекса, интерпретируемого как палеовулкан. Его разрез трехчленный и включает (снизу вверх): терригенно-вулканогенную толщу (ультраосновные породы и их туфы), вулканогенную толщу (преимущественно мелилититы и нефелиниты) и карбонатитовую толщу. В самой нижней части терригенно-вулканогенной толщи были обнаружены относительно тонкие прослои ультраосновных лав, интерпретируемых как меймечиты.

Меймечиты – это редкие высокомагнезиальные и высокотитанистые породы, получившие название по р. Маймеча в Маймеча-Котуйском районе Сибири (Россия). Можно предположить, что меймечиты являются переходной ступенью от траппового вулканизма к формированию щелочных и щелочно-ультраосновных комплексов, поэтому изучение особенностей минералогии и геохимии этих пород является крайне важным для понимания условий плавления мантии и формирования ультраосновных магм в пределах Кольского полуострова. В рамках данного исследования был изучен редкоэлементный состав оливинов из меймечитов Контозерского массива.

Данные по микроэлементному составу были получены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН методом лазерной абляции с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) на связке приборов: квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 и лазерной приставки Photon Machines Analyte Excite с эксимерным лазером (193 нм, ArF), агрегированным двухобъемной ячейкой HelEx II. Анализ проводился с размером пятна абляции 155 мкм, плотностью энергии 3.51 Дж/см² и частотой 10 Гц. Каждое измерение включало регистрацию фонового сигнала в течение ~20 с и регистрацию сигнала от образца в течение ~40 с, продувка системы между анализом точек – 60 с. В качестве первичного стандарта использовали синтетическое стекло NIST SRM 612, вторичного – базальтовое стекло BCR-2G, с предпочтительными значениями из базы данных GeoReM [1]. Стандарты анализировались в начале, в конце и после каждой серии из 5–6 неизвестных образцов; пределы определения рассчитывались для каждого элемента в каждом отдельном анализе. Внутренняя калибровка осуществлялась с использованием концентраций кремния (²⁹Si) в оливине, полученных методом электронно-зондового микроанализа (LEO-1450 AZtechLive Advanced Ultim Max 100 (Oxford Instruments, UK) в Геологическом институте ФИЦ КНЦ РАН). Регистрировался следующий основной набор изотопов, характерных для оливинов: ²⁷Al, ²⁹Si, ³¹P, ²³Na, ⁴³Ca, ⁴⁵Sc, ⁴⁷Ti, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶⁵Cu, ⁶⁶Zn, ⁶⁹Ga, ⁸⁹Y, ⁹¹Zr, ¹³⁷Ba, ¹⁴⁰Ce, Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁵Lu. Обработка данных была выполнена с использованием пакета Iolite, предназначенного для обработки данных ICP-MS [2].

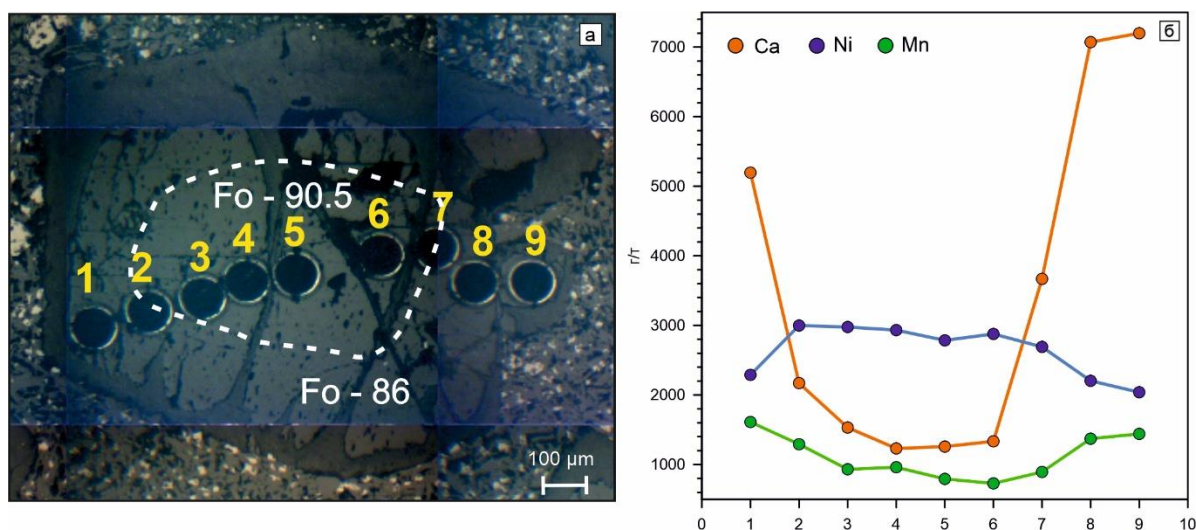
Содержание оливина (с учетом серпентинизированных и хлоритизированных участков) составляет 25–40 % от объема породы, размер кристаллов оливина достигает 3 мм в поперечнике, а средний размер зерен оливина составляет около 0.4 мм. Магнезиальность оливина варьируется от Fo81 до Fo92 с четким разрывом в области значений от 88 до 90, что позволило нам также разделить их на две группы (высокомагнезиальные Fo90–92 и низкомагнезиальные Fo81–88). Все вкрапленники зональны, встречаются вкрапленники со слабо выраженной зональностью и вкрапленники с отчетливо выраженной зональностью.

В отношении примесей высокомагнезиальные оливины характеризуются низким содержанием кальция (0.13–0.47 мас. % CaO) и высоким – никеля (0.30–0.47 мас. % NiO), а низкомагнезиальные, наоборот, содержат максимальное количество кальция (0.76–1.25 мас. % CaO) и минимальное – никеля (0.25–0.38 мас. % NiO).

Анализ полученных данных показал, что высокомагнезиальные оливины (как центры, так и края) относительно обогащены Ni, Cr и V, тогда как низкомагнезиальные оливины содержат

повышенные концентрации Ca, Mn, Sc, Co, Ti, Y, Zn и Ga. При этом зональность высокомагнезиальных вкрапленников является прямой: от края к центру всегда увеличивается суммарное содержание Ca, Mn, Sc, Co, Ti, Y, Zn and Ga, а суммарная концентрация хрома, никеля и ванадия, наоборот, уменьшается. Важно отметить, что «однонаправленно» от центра к краю высокомагнезиальных вкрапленников меняется именно суммарная концентрация Ni, Cr и V, но при этом концентрации каждого из этих элементов в отдельности могут как уменьшаться, так и расти. Низкомагнезиальные оливины всегда относительно обогащены кальцием и марганцем, но концентрации этих элементов от центров к краям вкрапленников меняются совершенно незакономерно. Относительно алюминия можно сказать, что низко- и высокомагнезиальные вкрапленники содержат одинаковое его количество.

Вкрапленники с отчетливо выраженной зональностью в исследованных образцах встречаются редко. Характер зональности одного из таких вкрапленников показан на рисунке. Пунктирная линия условно разграничивает ядро состава Fo>90 и край Fo<86. Также на рисунке показан детальный профиль изменения концентраций примесных элементов для этого вкрапленника.



Изображение зонального зерна оливина (пунктиром условно показана граница высоко- и низкомагнезиального оливина) (а) и аналитические точки с концентрациями Mn, Ni и Ca в зональном зерне оливина (б). Желтыми цифрами отмечены кратеры абляции, полученные методом LA-ICP-MS.

На основе петрографических и геохимических данных нами выделяется два типа оливина в контозерских меймечитах: (1) фенокристаллы, которые кристаллизовались в процессе эволюции меймечитовой магмы в результате ее подъема к поверхности, и (2) ксенокристаллы, которые, очевидно, кристаллизовались из других расплавов и в дальнейшем уже попали в меймечитовую магму, где происходила их пластическая деформация. При этом происходил рост кайм на ксенокристах оливина, что проявилось в ступенчатой зональности таких зерен.

Отбор образцов и микрозондовый анализ выполнен в рамках госзадания ГИ ФИЦ КНЦ РАН № FMEZ-2024-0008. Аналитические исследования методом LA-ICP-MS выполнены за счет РНФ, грант № 25-77-30006, <https://rscf.ru/project/25-77-30006/>.

- [1] Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A., Gorton M.P., Jackson S.E., Neal C.R., Chenery S.P. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials // *Geostand. Newslett.* 1997. V. 21, № 1. P. 115–144.
- [2] Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry.* 2011. V. 26, № 12. P. 2508–2518.



ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ ТОНОДСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

У.С. Ефремова¹, Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, Н.А. Гребенкин²,
Н.В. Брянский¹, Е.И. Демонтерова¹, А.В. Иванов¹

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, ulianavolpe@gmail.com

² Москва, Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н.М. Федоровского

В центральной части Аkitканского орогенного пояса выделяется тонодский сегмент, породы которого обнажаются в пределах Тонодского выступа фундамента Сибирской платформы. Большую часть тонодского сегмента составляют гранитоиды чуйско-нечерского комплекса, а также раннепротерозойские метаморфизованные терригенные породы кевактинской серии, которые совместно интродуцированы дайками долеритов и с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются метатерригенными породами пурпольской свиты и вулканогенно-осадочными породами медвежьей свиты.

В связи с тем, что Тонодский выступ является крайне труднодоступной местностью, в настоящее время чрезвычайно мало современной информации о возрасте и геохимии пород в пределах этого выступа. В работе приводятся новые данные о составе и возрасте протерозойских магматических и метаосадочных комплексов, составляющих западную часть Тонодского выступа.

Наиболее древними образованиями Тонодского выступа являются терригенные породы кевактинской серии, которые подразделяются на нижележащую албагинскую и вышележащую михайловскую свиты. Результаты предыдущих исследований [4] позволили установить, что накопление пород албагинской свиты завершилось к временной отметке в 2.4 млрд лет, а период формирования пород михайловской свиты приходится на интервал 2.40–1.84 млрд лет. Основными источниками терригенного материала для пород кевактинской серии являлись архейские породы Чара-Олекминского блока Алданского супертеррейна.

Породы кевактинской серии прорываются гранитоидами и чуйско-нечерского комплекса, из которых две пробы (F-137 и F-139) были отобраны для детальных исследований. Граниты имеют высокие содержания SiO_2 (74.9–76.9 мас. %), являются перглиноземистыми ($\text{ASI}=1.18\text{--}1.26$), известково-щелочными образованиями, относительно обогащенными $\text{Fe}(\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO}))=0.77\text{--}0.85$), но при этом характеризуются существенными отличиями в распределении РЗЭ. Образцы гранитов из пробы F-137 обнаруживают отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n=8.3\text{--}15.7$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n=1.8\text{--}2.4$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.56\text{--}0.64$, по распределению РЗЭ эти граниты повторяют спектры, приведенные ранее для гранитов Кевактинского массива чуйско-нечерского комплекса [7]. В отличие от образцов F-137, в образцах F-139 отмечаются отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n=11.9\text{--}32.3$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n=3.0\text{--}7.1$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.14\text{--}0.17$. Также в образце F-137 отмечаются более высокие концентрации Ba, Sr и более низкие содержания Nb. Результаты датирования циркона из обеих проб указывают на их разновозрастное формирование на рубеже 1.86 млрд лет, что в пределах погрешности метода хорошо согласуется с полученными ранее оценками возраста для гранитоидов чуйско-нечерского комплекса [7, 8]. Значения двухстадийного Nd модельного возраста в обеих пробах практически совпадают, находясь в интервале 2.8–2.9 млрд лет.

Долериты из даек, прорывающие породы кевактинской серии и чуйско-нечерского комплекса, были отобраны из делювиальных отложений среди гранитоидов. Эти породы характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2=50.19\text{--}50.46$ мас. %, значениями $\text{mg}\# = 63\text{--}64$ %, низкими концентрациями $\text{TiO}_2=0.96\text{--}0.98$ мас. % и $\text{P}_2\text{O}_5=0.09$ мас. %. Для долеритов характерны невысокие содержания Th (2.6–3.3 г/т), Nb (5.8–6.8 г/т), фракционированные спектры распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n=4.3$). Проанализированные долериты Тонодского выступа в целом по своим геохимическим характеристикам и составам схожи с долеритами даек чайского комплекса байкальского сегмента Аkitканского пояса [3], что при отсутствии геохронологических данных позволяет предполагать, что изученные долериты также могут иметь возраст 1.75 млрд лет [1, 13].

Раннепротерозойские образования Тонодского выступа перекрываются породами пурпольской свиты, которая имеет трехчленное строение: в нижней части разреза выделяются кварцевые конгломераты и кварциты, средняя часть сложена высокоглиноземистыми хлоритоидными и дистен-хлоритоидными сланцами, а в верхней части отмечаются также конгломераты и кварциты [9]. Породы пурпольской свиты рассматриваются как формация переотложенных кор выветривания. Опробованные породы пурпольской свиты представлены кварцитами, которые состоят из перекристаллизованного кварца и слюд, преимущественно мусковита, а также рудного минерала, циркона и титанита, представленных в небольших количествах. Кварциты характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2=97.55\text{--}98.11$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=0.59\text{--}0.91$ мас. %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=0.64\text{--}0.80$ мас. %, содержания щелочей крайне низкие ($\text{Na}_2\text{O}<0.01$ мас.%, $\text{K}_2\text{O}=0.16\text{--}0.24$ мас. %). По классификации А.Н. Неелова [10] кварциты соответствуют кварцевым псаммотолитам. Для проанализированных пород пурпольской свиты характерны низкие концентрации РЗЭ (сумма 11.7 г/т), а также фракционированное распределение РЗЭ ($(\text{La}_n/\text{Yb}_n)=10$) и отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.56$).

По данным геологического картирования, пурпольская свита согласно перекрывается вулканогенно-осадочными породами медвежевской свиты, в составе которой выделяются гравелиты, конгломераты, песчаники и железистые кварциты [9]. В разрезе медвежевской свиты важную роль играют мощные согласные тела долеритов, выделяемых в медвежевский вулканический комплекс.

Изученные породы медвежевской свиты представлены кварцитами, в минеральном составе которых преобладает кварц, в небольшом количестве в виде мелких чешуек присутствуют мусковит и хлорит, а также акцессорные минералы – рудный, циркон и турмалин. Кварциты медвежевской свиты характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2=97.95\text{--}98.25$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=0.74\text{--}0.76$ мас. %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}=0.44\text{--}0.51$ мас. %, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=0.20\text{--}0.23$ мас. %. По классификации А.Н. Неелова [10] кварциты медвежевской свиты так же, как и кварциты пурпольской свиты, соответствуют кварцевым псаммотолитам. В исследуемых породах наблюдаются более высокие концентрации РЗЭ (сумма 59.4 г/т), чем в кварцитах пурпольской свиты, а также резко фракционированные спектры распределения РЗЭ ($(\text{La}_n/\text{Yb}_n)=79.2$) и отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.54$).

Минеральный состав пород пурпольской и медвежевской свит, а также отношения таких элементов, как Ti/Zr и Th/Co , наличие отрицательной европиевой аномалии на спектрах распределения РЗЭ указывают на то, что протолиты этих пород накапливались за счет разрушения магматических пород кислого состава. На диаграмме в координатах $\text{DF}_1\text{--}\text{DF}_2$ [15] породы пурпольской и медвежевской свит попадают в поле пород, сформированных в условиях развития континентального рифта.

В породах пурпольской и медвежевской свит были проанализированы зерна детритового циркона, в том числе в кварците пурпольской свиты было проанализировано 119 зерен циркона, для 108 зерен были получены значения возраста с дискордантностью <10 %, а в кварците медвежевской свиты было проанализировано 123 зерна циркона, и для 112 зерен получены значения возраста дискордантностью <10 %. Наиболее значимые возрастные пики в породе пурпольской свиты маркируют отметки 1920 (20 % зерен), 2015 (15 % зерен), 2720 (16 % зерен), 2850 (13 % зерен), 2925 (19 % зерен) млн лет, менее значимые пики фиксируют возраст на отметках 1845, 2525 и 3015 млн лет. Полученные данные по возрасту зерен детритового циркона в породах пурпольской свиты хорошо согласуются с данными по циркону из этой же свиты, отобранных на р. Чуя и оз. Ничатка [14]. В кварците медвежевской свиты отмечаются близкие возрастные пики, но несколько с другим процентным распределением. Наиболее значимые возрастные пики фиксируются на отметках 1885 (17 % зерен), 2500 (18 % зерен), 2710 (19 % зерен), 2785 (17 % зерен), 2920 (10 % зерен) млн лет, более мелкие пики маркируют возраст 1920, 2045, 2655 и 3015 млн лет. Основной вклад при формировании пород пурпольской и медвежевской свит вносили неогарейские магматические источники, несмотря на то, что пурпольская свита залегает непосредственно на гранитах чуйско-нечерского комплекса. Накопление пород пурпольской и медвежевской свит имело место после 1.84 млрд лет, на что указывают и геологическая обстановка, и полученные данные по возрасту зерен детритового циркона.

Долериты, отобранные из разреза медвежевской свиты и относимые к медвежевскому комплексу, характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2=48.13\text{--}49.33$ мас. %, значениями $\text{mg}\# = 58\text{--}61$ %, низкими концентрациями $\text{TiO}_2=1.14\text{--}1.20$ мас. %, $\text{P}_2\text{O}_5=0.08\text{--}0.09$ мас. %, Th (0.75 г/т), Nb (3.6–4.1 г/т) и пологими спектрами распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n=1.8$). По содержанию петрогенных оксидов, несовместимых элементов и их распределению долериты медвежевского комплекса

очень схожи с долеритами, распространенными в Западном Прибайкалье [2], для которых установлен возраст 715 ± 10 млн лет [11].

Принимая во внимание данные о том, что долериты, встреченные в разрезе медвежьевской свиты, могут иметь возраст около 715 млн лет, а сами породы медвежьевской свиты интродуцированы гранитоидами язовского комплекса с возрастом 709 ± 7 млн лет [6], период формирования терригенных пород медвежьевской свиты можно рассматривать на возрастном уровне позднего тония – раннего криогения. Соответственно, породы пурпольской свиты, которые согласно перекрыты отложениями медвежьевской свиты, должны были накапливаться близко по времени, т.е. в тонийское время. Состав и возраст пород пурпольской и медвежьевской свит указывают на их образование в пределах внутриконтинентальных рифтогенных бассейнов, которые начали формироваться в пределах южной окраины Сибирского кратона после временной отметки в 1 млрд лет [5, 11].

Проведенные исследования позволили сделать вывод, что формирование протерозойских метасадочных и магматических пород различных свит и комплексов Тонодского выступа фундамента Сибирской платформы (тонодский сегмент Аkitканского орогенного пояса) хорошо коррелируется с протерозойскими образованиями сарминского сегмента Аkitканского орогенного пояса начиная с временного интервала 1.88–1.84 млрд лет, т.е. с момента становления структуры Сибирского кратона.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант № 23-17-00196.

- [1] Гладкоhub Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Седерlund У., Мазукабзов А.М., Шоханова М.Н. Расширение ареала Тимптонской крупной магматической провинции (~1.75 млрд лет) Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 4. С. 829–839.
- [2] Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Мазукабзов А.М., Демонтерова Е.И., Ефремова У.С. Геохимические критерии разделения протерозойских долеритов даек центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона // Геохимия. 2023. Т. 68, № 5. С. 488–507.
- [3] Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Шоханова М.Н., Мазукабзов А.М. Особенности составов и источников расплавов позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 11. С. 1615–1634.
- [4] Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Гребенкин Н.А., Брянский Н.В., Демонтерова Е.И., Иванов А.В. Состав и U-Pb возраст детритовых цирконов метаморфизованных терригенных пород кевактинской серии Тонодского выступа фундамента Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 119–121.
- [5] Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкоhub Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В., Брянский Н.В. Разделение раннепротерозойской харгитуйской свиты сарминской серии (Аkitканский орогенный пояс, Сибирский кратон) на разновозрастные толщи на основании результатов U-Pb-изотопного анализа циркона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 517, № 1. С. 707–715.
- [6] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Складчиков Е.В., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В., Подольская М.М. Возраст, источники и тектоническое положение оловоносных гранитов язовского комплекса Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса // Доклады РАН. 2020. Т. 490, № 2. С. 10–14.
- [7] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 3–15.
- [8] Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Ефремова У.С. Геологические обстановки и возрастные рубежи формирования уранового оруденения Патомского нагорья (Северное Забайкалье) // Разведка и охрана недр. 2020. № 6. С. 9–18.
- [9] Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К., Митрофанов Г.Л., Кнутова С.В., Семейкина Л.К., Пай В.М., Владимиров А.Е., Горяинова Л.Н., Макарьев Л.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алдано-Забайкальская. Масштаб 1:1000000. Лист О-49 (Киренск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 607 с.
- [10] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [11] Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24, № 3. С. 292–324.
- [12] Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., Bilali H. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: The initiation of Laurentia-Siberia separation // Precambrian Research. 2023. V. 394, № 1. 107111.

- [13] Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Ernst R., Donskaya T.V., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Hanes J. Large igneous province of about 1750 Ma in the Siberian Craton // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 430, № 2. P. 168–171.
- [14] Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Research*. 2015. V. 267. P. 39–71.
- [15] Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chemical Geology*. 2013. V. 355. P. 117–133.



ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ (УСОЛЬСКИЙ РАЙОН ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ)

А.И. Жукова, П.А. Часовитин, И.В. Буддо, И.А. Шелохов, А.А. Черных

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, zhukova@crust.irk.ru, chasovitin@crust.irk.ru, biv@crust.irk.ru, sia@crust.irk.ru, caa@crust.irk.ru

В данной работе предложен комплекс геофизических методов для решения задачи выявления месторождений россыпного золота в Усольском районе Иркутской области. Обоснование выбора методов проведено на основе построения физико-геологической модели и математического моделирования геофизических полей.

Участок Ивановский расположен в Усольском районе, в 45 км к западу от г. Ангарска. Находится на водоразделе рек Китой и Тойсук. Ближайший населенный пункт – село Ивановка.

Эксплуатационные работы на россыпях междуречья Тойсук – Китой проводились эпизодически в 1885–1910 гг., 1930–1950 гг. Первые открытия россыпей и их отработка относятся к 1885 г. Поисково-разведочными работами Сосновской экспедиции в междуречье рек Тойсук – Китой выявлено (переоткрыто) 13 проявлений россыпного золота. При разведке трех из них, ранее известных, в пади Дубодерня и ее притоках Спешилова, Золотарка, Новая выявлены промышленные россыпи. Старательскими артелями «Саяны», «Гидравлика» из этих россыпей добыто более 200 кг золота. Остальные десять проявлений на настоящее время не получили однозначной оценки.

В геолого-структурном отношении площадь работ располагается в пределах южной окраины Сибирской платформы, вблизи ее сочленения с Саяно-Байкальской складчатой областью. В геологическом строении участка принимают участие карбонатные породы раннего кембрия (усольская свита), представленные известняками, доломитами с линзами и горизонтами кремней, трепелов и алевролитов, на которых несогласно залегают разногалечные конгломераты и песчаники ранней юры (заларинская свита) и нерасчлененные мезокайнозойские отложения.

Источником золота являются несколько промежуточных коллекторов:

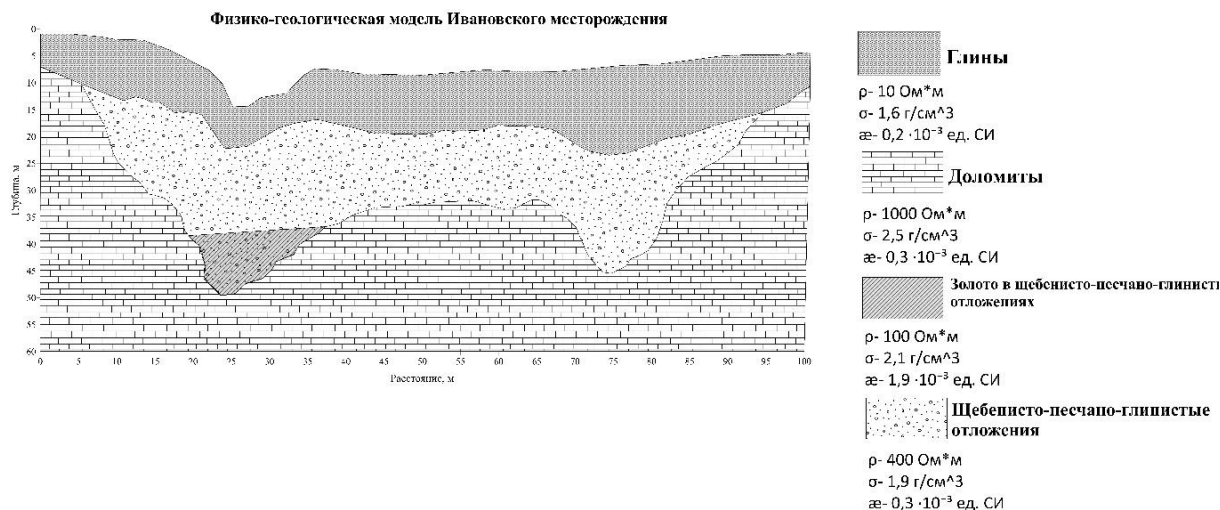
- 1) кора выветривания конгломератов заларинской свиты нижней юры, мел-палеогенового периода;
- 2) породы карбонатного кембрия;
- 3) зоны метасоматитов.

Пробность золота на уч. Ивановском составляет 910–960 и 750–820 промилле, что свидетельствует о нескольких источниках. Особо следует отметить карстовый тип коры выветривания, образующийся в карстовых депрессиях, воронках. Карстовые полости, длиной до 400–800 м, имеют крутые борта, глубину от 10–30 до 60–80 м и более.

Гетерогенность разреза и золотоносность отложений, приуроченных к карсту, свидетельствует о сложном, многоэтапном процессе карстообразования, начавшегося в доюрское время и продолжающегося до настоящего времени.

На основании фондовых материалов – геологического разреза района исследований и данных предшествующих работ – была построена априорная физико-геологическая модель. Верхняя часть модели представлена глинами, щебенисто-песчано-глинистыми отложениями, коренные породы представлены доломитами (рисунок).

На физико-геологической модели выделяются две карстовые полости, состоящие из щебенисто-песчано-глинистых отложений, одна из которых, предположительно, золотосодержащая. Ранее проведенными ГПП «Сосновгеология» опытно-методическими работами на участке Ивановском установлено, что россыпное золото в 70–80 % случаев сопровождается скоплением тяжелых магнитных минералов (магнетит, хромпинотит, титаномagnetит), что позволяет картировать магниторазведкой положение золотоносных россыпей (магнитоактивных струй). Таким образом, целесообразно считать магнитные аномалии поисковым признаком. Также ослабленная зона, представленная карстом, будет выделяться аномалиями пониженных значений удельного электрического сопротивления [3].



Априорная физико-геологическая модель Ивановского месторождения.

С целью обоснования выбора комплекса геофизических методов было выполнено математическое моделирование методов электротомографии и магниторазведки [2]. Математическое моделирование метода электротомографии выполнялось с использованием программного обеспечения ZondRes2D [4]. При проведении моделирования были заданы следующие параметры наблюдений: длина установки – 480 м, шаг между электродами – 10 м, перекрытие (шаг установки) по профилю – 240 м. Применялась схема установки электродов типа Шлюмберже, обладающая равной вертикальной и горизонтальной чувствительностью к изменениям электрического сопротивления, что обеспечивает высокую эффективность при картировании субвертикальных и горизонтальных границ геоэлектрических структур [1].

Моделирование магниторазведки проводилось в ПО Earth GM. Для моделирования задавалась высота съемки 70 м. Также расчет производился с учетом склонения, фонового значения магнитного поля и амплитуды наклонения.

В рамках проведенного исследования была построена физико-геологическая модель, на основе которой выполнено математическое моделирование комплекса геофизических методов, включающего методы электроразведки и магниторазведки. По результатам моделирования был обоснован комплекс геофизических методов (электротомография и магниторазведка), позволяющих получать детальную модель разреза и выявлять зоны, перспективные на наличие россыпного золота. На основе проведенных исследований запроектирована система геофизических наблюдений для последующего выполнения полевых исследований.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Балков Е.В. Комбинирование установок электротомографии. 2010. URL: <https://cyberleninka.ru/article-/n/kombinirovanie-ustanovok-elektrotomografii> (дата обращения: 14.09.2025).
- [2] Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Комплексирование геофизических методов и физико-геологические модели. Иркутск: ИПИ, 1989. 88 с.
- [3] Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): справочник. 1984. 455 с.
- [4] ZondRes2D. Руководство пользователя. URL: https://geodevice.co/upload/iblock/96a/o7fteom43fz5tu5-auym9fdtv3nqw3kuh/ZondRes2D_eng.pdf (дата обращения: 14.09.25).



ГЕНЕРАЛЬНЫЙ ПЛАН Г. ИРКУТСКА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ

Н.В. Иванова, Л.П. Бержинская

Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, cotinata@gmail.com, Berj.LP@yandex.ru

Территория Иркутска имеет сложные инженерно-гидрогеологические и строительно-климатические условия в сочетании с высокой сейсмической опасностью региона. При планировании или корректировке генерального плана города учитываются особенности различных участков, предназначенных под реконструкцию или будущую застройку с оценкой степени их опасности и сейсмического риска.

Сейсмичность г. Иркутска. Согласно карте микросейсмического районирования Иркутска (рис. 1) диапазон проявления сейсмической интенсивности на различных площадках составляет 7–9 баллов по шкале MSK-64. Наиболее опасные при землетрясении 9-балльные зоны расположены вдоль прибрежных участков рек Ангары, Ушаковки, Каи, а также в Свердловском и Октябрьском округах Иркутска. Основную часть городской территории составляют 8-балльные зоны, однако имеются и протяженные 7-балльные, расположенные в основном в Ленинском округе [3]. Районы, прилегающие к водохранилищу и к плотине ГЭС, – это сплошь 9-балльные обводненные, с высоким уровнем стояния грунтовых вод, достигающих местами дневной поверхности. Однако, согласно генеральному плану города, эти наиболее сейсмоопасные, но очень привлекательные городские территории давно отданы под плотную жилую многоэтажную застройку (рис. 2), в состав которой обязательно входят детские сады, общеобразовательные школы и другие социально значимые объекты, которые следовало бы размещать в более безопасных местах [1].

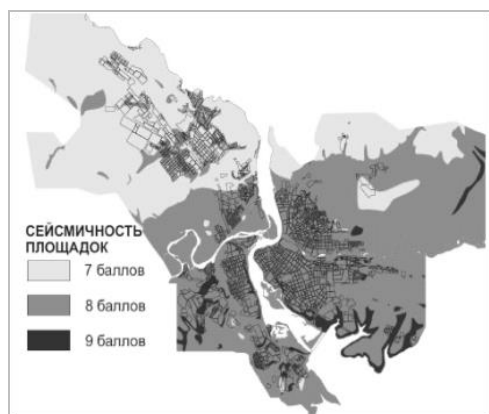


Рис. 1. Сейсмичность площадок г. Иркутска.

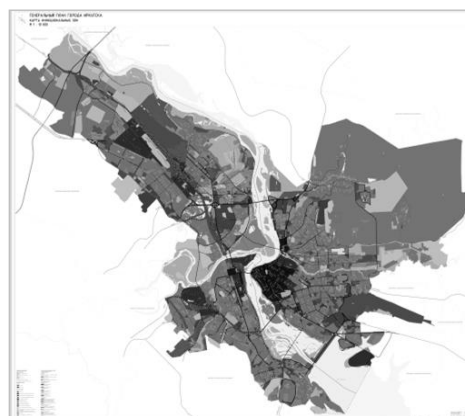


Рис. 2. Генеральный план г. Иркутска.

Рельеф г. Иркутска. Рельеф Иркутска достаточно разнообразен – от пойменно-равнинной до холмистой местности, со сложными геологическими условиями. В связи с недостатком свободных территорий с благоприятным под строительство рельефом в строительных нормативных документах были отменены ряд ограничений и даны инженерные рекомендации по освоению территорий со сложным природным рельефом. Таким образом, несмотря на геологические условия и высокую сейсмичность площадок, на генеральный план под застройку попали участки, на которых уровень сейсмического риска для зданий, инфраструктуры и населения окажется выше, что потребует проведения дополнительных специальных инженерных мероприятий.

Территориально-градостроительная оценка уязвимости всех объектов при планировании освоения и развития территорий со сложным природным ландшафтом – это процесс анализа су-

существующих условий и потенциальных рисков, разработка эффективных стратегий планирования и создание устойчивой градостроительной среды, связанные с изменением рельефа, увеличением нагрузки от застройки, прокладкой коммуникаций и т.д. Но и при таком серьезном вмешательстве в окружающую среду, связанном с освоением территорий, должен действовать принцип – сохранение или повышение несущей способности грунтового основания при минимальном изменении существующего рельефа и естественных форм поверхности, играющих значительную роль в формировании урбанизированного ландшафта. Кроме того, все изменения, внесенные в природный рельеф, не должны способствовать активизации любых нежелательных гидрогеологических процессов. Формы измененного рельефа должны активно включаться в объемную структуру застройки и влиять на эстетическое восприятие окружающего пространства [2].

Гидрогеологические условия. Наиболее сложные гидрогеологические ситуации в г. Иркутске связаны с территориями поймы (Затон и центральная часть города), береговыми зонами рек, территориями вблизи плотины ГЭС и района Лисихи (рис. 3). Близкое расположение грунтовых вод к земной поверхности, склоновый рельеф, слоисто-несогласованное залегание грунтов, различных по мощности, и т.п. оказывают значительное влияние на сейсмическую балльность территорий, которая согласно картам СМР увеличивается от 0.3 до одного балла по сравнению со средними грунтовыми условиями территории города. Эти особенности делают застройку в районах поймы и на первой надпойменной террасе, например в устье р. Иркут, экономически невыгодными, а порой и небезопасными.

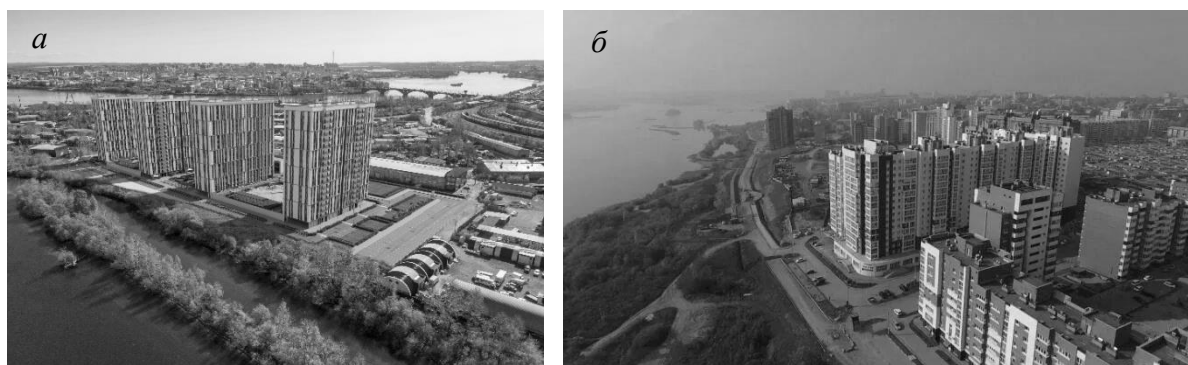


Рис. 3. Районы застройки пойменных территорий г. Иркутска: *а* – Затон, *б* – Лисиха.

В зоне влияния водохранилища мощность водоносного горизонта достигает 10 м. При этом грунтовые воды имеют напорный характер и гидравлическую связь с поверхностью водохранилища. Еще один неблагоприятный фактор – в местах, где аллювиальные воды находятся под влиянием уровня режима водохранилища, значение расчетной силы землетрясений может повыситься до одного балла. Грунтовые воды способны стать триггером таких геологических процессов, как возникновение оплывин, суффозия в покровных суглинках, связанных с обводнением; ослабление структурных связей и сцепления с коренными породами, заболачиваемость вдоль склонов (правый берег Ушаковки), а в зоне влияния водохранилища из-за обводнения суглинков имеются просадки основания на берегах [4]. Перечисленные явления негативно отражаются на фундаментах зданий, вызывая в них просадки, осадки, перекосы отдельных конструкций и частей зданий, вызывающие как процессы трещинообразования в отдельных элементах, так и их отказ или частичное разрушение.

К сожалению, согласно действующему генеральному плану г. Иркутска, интенсивно застраиваются территории с неблагоприятной гидрологической ситуацией, что в случае возникновения техногенной ситуации непосредственно отразится на экологической обстановке. Например, в результате строительства больших жилых комплексов на пойменных участках рек негативными последствиями для окружающей среды станут утечки из водонесущих инженерных коммуникаций, строительство автопарковок и автостоянок на пониженных территориях, загрязнение грунтовых вод и береговых акваторий, резкий подъем воды в период обильного снеготаяния или наводнения. Ну а жителям пойменных комплексов придется мириться с повышенной влажностью конструкций и помещений, постоянными осенними туманами и пониженной видимостью на территории.

Поймы – это природные зоны для отвода поверхностных вод, следовательно, необоснованное решение по их застройке – это нарушение естественного водоотвода с территории и увеличение риска наводнений в пониженных районах. Поймы – это уникальные экосистемы, обладающие богатым биоразнообразием и сохранением водных ресурсов. Застройка пойм нарушит природное место обитания растений и животных. В целом, решение о застройке пойм при нехватке строительных площадок – это сложная задача, которая требует внимательного инженерного подхода и экономически взвешенного решения между потребностями развития города и сохранением природных ресурсов и безопасностью жителей.

Многоэтажная высокоплотная застройка, которая ведется в последние десятилетия, охватывает наиболее привлекательные и в то же время наиболее сложные в сейсмогеологическом плане территории г. Иркутска – районы Лисихи и Затона, пойменную часть Академгородка и поймы р. Ушаковка, склоновые участки бульвара Постышева, микрорайон Солнечный и т.д. На большей части этих территорий риски затопления, подтопления или оползневых процессов значительно повысились после увеличения плотности и высотности построенных жилых комплексов.

Правильный подход к выбору территорий для строительных целей с учетом сейсмогеологических условий позволит обеспечить долговечность зданиям и безопасность жителям и позволит избежать потенциальных угроз в будущем. К сожалению, на сегодня действующий генеральный план города подлежит корректировке в части экологической и сейсмической безопасности развития города.

- [1] Пуляевская Е.В., Бержинская Л.П., Иванова Н.В. Градостроительная оценка сейсмической уязвимости территорий на примере жилого района г. Иркутска // Известия вузов. Инвестиции. Строительство. Недвижимость. 2019. Т. 9, № 3 (30). С. 632–643.
- [2] Бержинская Л.П. Сейсмический риск урбанизированных территорий: Учебное пособие. Иркутск: Изд-во ИрНТУ, 2020. 132 с.
- [3] Бержинская Л.П., Радзиминович Я.Б., Саландаева О.И., Новопашина А.В., Лухнева О.Ф., Иванова Н.В. Комплексная оценка сейсмической опасности и уязвимости объектов как перспектива дальнейшего градостроительного развития территорий // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49, № 1. С. 18–33. doi:10.21455/VIS2022.1-2.
- [4] Шенькман Б.М., Шолохов П.А., Шенькман И.Б. Подтопление Иркутска грунтовыми водами // География и природные ресурсы. 2011. № 2. С. 54–61.



МЕЗОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ АКИТСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ИНТРУЗИВА И ЕГО СВЯЗЬ С ПРОЯВЛЕНИЕМ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ (СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

И.А. Избродин¹, А.Г. Дорошкевич¹, А.Е. Старикова¹, М.О. Рампилов²,
В.Б. Хубанов³, Д.В. Семенова⁴

¹ Новосибирск, Новосибирский государственный университет, izbrodin@igm.nsc.ru

² Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

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

⁴ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Северо-Байкальская щелочная провинция включает ряд массивов – Бурпала, Сынныр, Якша, Гоуджекит, Аkit и др., – часть из которых характеризуется ультракалиевым или калина-тровым составом, а часть содержит редкометалльную и редкоземельную минерализацию. Провинция пространственно вытянута в субмеридиональном направлении – от северной оконечности оз. Байкал до среднего течения р. Мама. Несмотря на значительный разброс значений абсолютного возраста (по данным К-Аг-метода: 305–340 млн лет, а для Аkitского массива ~200 млн лет), А.Я. Жидков с соавторами [1] предложили объединить эти объекты в единый сыннырский позднепалеозойский магматический комплекс, основываясь на их пространственной близости и геохимическом сходстве. Последующие полученные U-Pb-датировки по циркону (интервал 290–310 млн лет) из пород интрузий Сынныр и Бурпала подтвердили первоначальные оценки возраста этих массивов [2]. В то же время геохронологические данные по нефелиновым сиенитам Гоуджекитского массива демонстрируют существенное расхождение по времени: U-Pb по циркону – 925 млн лет, Ar-Ar по биотиту – 250 млн лет [3]. Rb-Sr изохронный возраст карбонатных жил Аkitского массива – 186 ± 5 млн лет, с ними связана Li-Y-редкоземельная минерализация [4]. Эти данные свидетельствуют о том, что щелочной магматизм в пределах провинции происходил в разные периоды и не может быть сведен к единому позднепалеозойскому этапу. Отдельную проблему представляет генетическая связь рудной минерализации с щелочными породами Аkitского массива. Непосредственно в пределах щелочных сиенитов значимая редкометалльная и редкоземельная минерализация отсутствует, а рудные проявления распространены на удалении от интрузива и приурочены к зонам линейных разломов во вмещающих породах. При этом минерализация с преобладанием иттрия и тяжелых редкоземельных элементов обычно типична именно для щелочно-гранитоидных систем.

Таким образом, для реконструкции эволюции щелочного магматизма и выявления механизмов рудогенеза в регионе необходимо получение надежных геохронологических данных по всем типам пород и рудных тел, что позволит установить точные временные соотношения между магматической активностью и процессами рудообразования, а также детализировать временные рамки отдельных этапов щелочного магматизма в пределах ранее выделенного комплекса.

Аkitский щелочной массив локализован в междуречье рек Кичера и Верхняя Ангара. В плане он имеет округлую, слегка вытянутую с юго-запада на северо-восток форму и охватывает площадь около 4.5 км². Массив сложен эгирин-авгитовыми и нефелиновыми сиенитами. Наиболее крупное интрузивное тело, сложенное щелочными сиенитами, расположено в северной части массива, достигает мощности 150 м и прослеживается на расстояние до 500 м по простиранию. Окружающими породами являются граниты и граносиениты раннего палеозоя, которые занимают большую часть площади, а также, в меньшей степени, диориты и гранодиориты. Жилы гранитных пегматитов, приуроченные к разломам, характеризуются зональным строением.

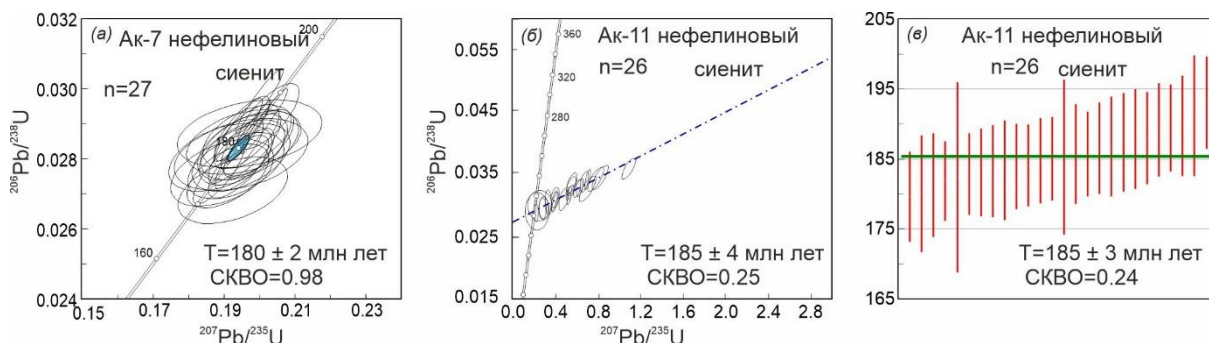
Возраст нефелиновых сиенитов центрального (Ак-11) и жильного (Ак-7) тела Аkitского массива был определен LA-SF-ICP-MS методом. По минеральному составу оба типа пород сходны: это серо-зеленые средне- и крупнозернистые массивные, местами слаботрахитоидные

породы с порфировидной структурой. Фенокристаллы нефелина (частично канкринитизированные по краям, иногда с содалитовой каймой) преобладают над калиевым полевым шпатом (в основном микропертит с альбитовыми вростками, местами – антипертит). Основная масса полнокристаллическая, сложена нефелином, калиевым полевым шпатом и биотитом (<1 %); клинопироксен редок. В качестве акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, ксенотим, магнетит, ильменит, кальцит, доломит, синхизит, паризит, бурбанкит, анкилит, пироклор, барит и рутил.

Циркон из нефелиновых сиенитов обладает сходной морфологией и внутренним строением: они сравнительно крупные (0.2–0.6 мм), зачастую лишены четкой кристаллографической формы и представлены изометричными зернами разной степени сохранности. В изображениях обратного рассеяния (BSE) и катодолюминесценции (CL) прослеживается сложное внутреннее строение. В некоторых зернах циркона из пробы Ак-11 выявляются твердые включения кальцита, торита и нефелина, а в цирконах из образца Ак-7 дополнительно присутствуют включения клинопироксена, титанита, магнетита, биотита и пироклора. Эти включения имеют округлую или неправильную форму и локализуются преимущественно в центральных частях зерен.

При изучении цирконов из жильного нефелинового сиенита (пробы Ак-7) в катодолюминесценции (CL) было установлено, что лишь отдельные участки кристаллов сохранили реликты осцилляторной зональности, интерпретируемые как признаки первичного магматического роста. Преобладающая часть зерен, однако, претерпела интенсивную перекристаллизацию, что свидетельствует о последующих преобразованиях. Несмотря на это, U-Pb анализ позволил определить возраст сохранившихся магматических доменов – 180 ± 2 млн лет (рисунок, а), что принимается за время кристаллизации исходного сиенитового расплава.

U-Pb анализ по цирконам из нефелиновых сиенитов пробы Ак-11 демонстрируют широкий разброс значений возраста – от 222 до 183 млн лет, причем большинство анализов характеризуются дискордантностью (рисунок, б). Тем не менее для цирконов с однородной внутренней структурой, не содержащих минеральные включения, удалось выделить статистически надежные корреляционные тренды. Эти тренды соответствуют возрасту 185 ± 4 млн лет (рисунок, б). Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, скорректированный на нерадиогенный свинец с использованием ^{207}Pb -поправки, составляет 185 ± 3 млн лет (рисунок, в).



U-Pb геохронологические диаграммы для анализируемых образцов нефелиновых сиенитов Акитского массива: (а) – с конкордией; (б) – построенные методом пересечения; (в) – средневзвешенного возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, скорректированного на обыкновенный свинец методом ^{207}Pb коррекции.

Таким образом, геохронологическое изучение цирконов из различных типов нефелиновых сиенитов показало их близодновременное образование. Полученный возраст цирконов близок к ранее определенному возрасту карбонатных жил с редкоземельной минерализацией (в пределах аналитических погрешностей), что позволяет рассматривать их формирование как проявление единого позднемагматического или постмагматического этапа, сопровождавшегося флюидным воздействием и редкометалльной минерализацией.

Совокупность имеющихся и вновь полученных данных позволяет выделять три этапа щелочной магматической активности в пределах Северо-Байкальской провинции. Первый этап связан с внедрением щелочных магм около 1 млрд лет назад вдоль глубинных разломов (например, массив Гоуджекит [3]); второй – с крупным импульсом магматизма в интервале 310–285 млн лет, обусловленным растяжением и приведшим к формированию Сыннырского и Бурпалинского плутонов; третий (около 180 млн лет) связан с формированием Акитского щелочного массива, сопровождавшимся специфической редкометалльной и редкоземельной минерализацией. По-

следние данные согласуются с моделями раннемезозойской геодинамической перестройки Западного Забайкалья и Северной Монголии, связывающими активизацию тектономагматических процессов на границе ранней и средней юры с закрытием Монголо-Охотского океана [5, 6].

Исследование проведено за счет средств гранта РФФИ № 22-17-00078-П.

- [1] Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.И. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья // Доклады АН СССР. 1963. Т. 149, № 1. С. 152–157.
- [2] Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З. Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // Доклады РАН. 2013. Т. 453, № 3. С. 295–299.
- [3] Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б., Пономарчук А.В. Проблема корреляции U-Pb и Ar-Ar возрастов щелочного магматизма: пример Гоуджекитского массива (Северо-Байкальская щелочная провинция) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал: Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием (25 августа – 2 сентября 2025 г.). Екатеринбург, 2025. С. 75–76.
- [4] Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Дорошкевич А.Г., Сотникова И.А. Ажитский массив щелочных пород и ассоциирующее с ним оруденение (Северное Прибайкалье) // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: Труды VI международного семинара / Ред. Н.В. Владыкин. Иркутск–Мирный: Изд-во ИГ СО РАН, 2006. Вып. 2. С. 285–304.
- [5] Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A. Tectono-magmatic zoning, sources of igneous rocks and geodynamics of the early mesozoic Mongolo-Transbaikalian region // Geotectonics. 2002. V. 36, № 4. P. 293–311.
- [6] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.



РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ИГЕТЕЙ (СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ) ПО ДАННЫМ КОЭРЦИТИВНОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ

А.Ю. Казанский^{1,2}, Г.Г. Матасова², А.А. Щетников^{2,3,4}, И.А. Филинов^{2,3}

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

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

⁴ Иркутск, Иркутский государственный университет

Разрез Игетей (53.581856° с.ш., 103.444225° в.д.) является одним из важнейших многослойных геoarхеологических объектов юга Восточной Сибири и одним из опорных разрезов верхнего квартера Байкальского региона. Он располагается в береговой зоне Братского водохранилища, в месте впадения р. Оса. В абразионном уступе здесь вскрывается толща переслаивающихся субаэральных отложений и ископаемых почв в возрастном диапазоне от голоцена до среднего неоплейстоцена. Отложения разреза на разных стратиграфических уровнях насыщены палеонтологическим и археологическим материалом и охарактеризованы геохронологически [1, 2]. Комплексные исследования разреза Игетей выполнялись нами ранее, и описание разреза можно почерпнуть в работе [3]. Целью данной работы являлось доизучение разреза комплексом современных физико-химических методов.

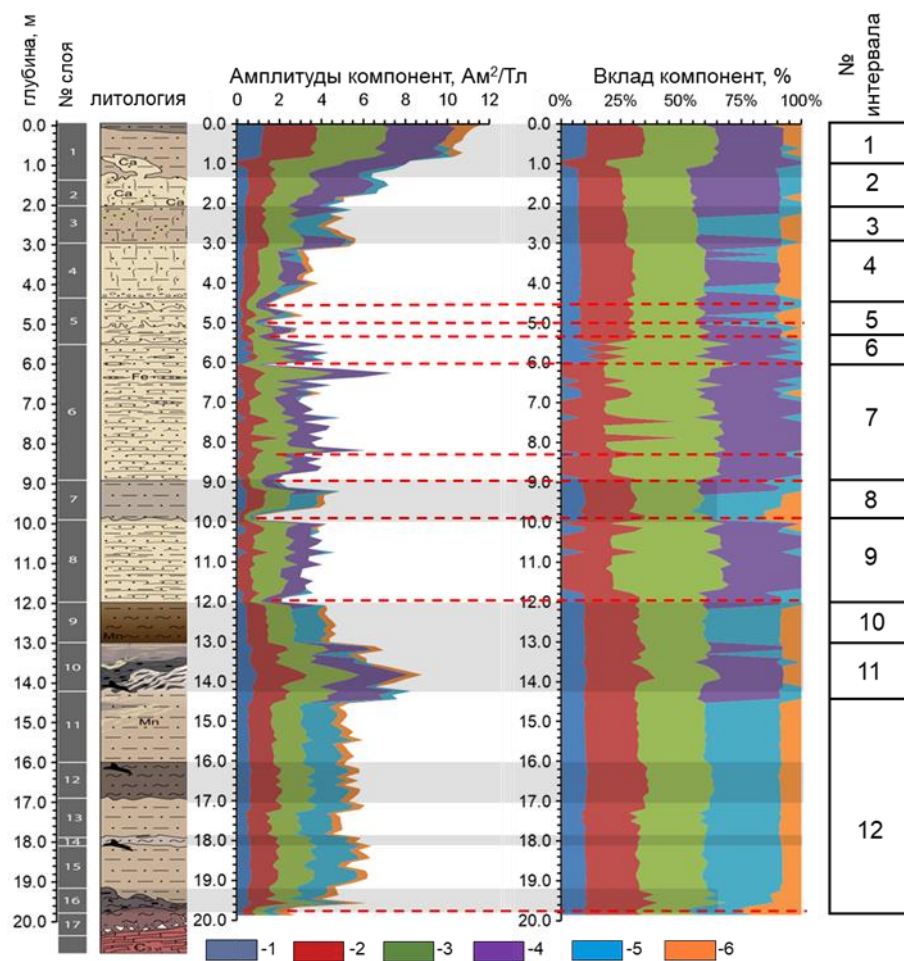
Для коэрцитивной спектрометрии было использовано 195 неориентированных образцов. Измерения гистерезисных параметров производились на коэрцитивном спектрометре «J_meter» конструкции П.Г. Ясонова [4] в научно-исследовательской лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета (г. Казань). Коэрцитивный спектр (КС), рассчитанный по кривым остаточного намагничивания (первая производная кривой Jrs), является суммой нескольких компонент намагниченности с определенными коэрцитивными характеристиками (положение максимума коэрцитивного спектра (ПМКС) и амплитуда этого спектра), отвечающих различным минеральным фазам ферромагнитной фракции. Для разложения коэрцитивных спектров использовалась новая реализация программы для разделения одномерных моделей гауссовых смесей с произвольным количеством компонент в среде MATLAB [5]. Диагностика выделенных компонент разложения с различающимися ПМКС выполнена с учетом данных из работы [6].

Разложение коэрцитивных спектров позволило установить шесть различных компонент, ответственных за остаточную намагниченность осадков (таблица). При этом количество компонент в образце варьируется от 3 до 5. В соответствии с [6] выделенные компоненты интерпретируются следующим образом: компонента Ex – крупные, преимущественно магнетитовые зерна биогенного происхождения; D – крупные зерна осадочного происхождения; Bs – мелкие (микронного размера) зерна магнетита или грейгита биогенного происхождения; Bh – мелкие (субмикронного размера) зерна магнетита или грейгита биогенного происхождения; H – зерна гематита, вероятно осадочного происхождения, и Hh – мелкие зерна гематита, возможно в смеси с гётитом. Чисто гётитовая компонента Hg в осадках разреза Игетей не выявлена. Некоторые различия в значениях ПМКС в наших исследованиях и в работе [6], вероятно, обусловлены различным генезисом отложений.

В целом, по поведению компонент разрез Игетей можно разделить на 12 интервалов с различными условиями осадконакопления (рисунок). В интервале 12 (19.9–14.2 м, слои 16–11), кроме самого нижнего слоя ископаемой почвы (слой 16), содержание всех компонент намагниченности изменяется очень слабо, а их относительный вклад в общую намагниченность практически постоянный. ПМКС компонент также остается постоянным, кроме Bs, который снижается в палеопочвах (слои 16 и 12). Компонента Bh в этом интервале отсутствует, что свидетельствует об относительно высокой концентрации кислорода при образовании осадка [6]. Повышенный вклад Hh в интервале обусловлен размывом красноцветов нижележащей верхоленской свиты.

Компоненты разложения коэрцитивных спектров и соответствующие им средние значения ПМКС

Название компоненты (по [6])	Индекс (по [6])	Среднее значение ПМКС, мТл, по [6]	Среднее ПМКС, мТл, наст. работа	SD, мТл
педогенная и внеклеточная бактериальная	Ex	21.9	13.3	2.3
детритовая	D	28.8	29.4	3.3
биогенная «мягкая»	Bs	43.7	47.2	6.9
биогенная «жесткая»	Bh	70.8	92.2	11.2
Нет	нет	Нет	148.8	13.2
«жесткая» гематитовая	Nh	199.5	386.5	63.6
«жесткая» гётитовая	Hg	1995.3	нет	нет



Литостратиграфическая колонка, амплитуда компонент разложения коэрцитивного спектра и процентный вклад каждой из компонент в общий спектр.

1 – компонента Ex; 2 – компонента D; 3 – компонента Bs; 4 – компонента Bh; 5 – компонента Hs; 6 – компонента Nh. Красным пунктиром показаны перерывы в осадконакоплении.

Интервал 11 интервал (14.5–13.0 м) соответствует ископаемой почве (слой 10), здесь резко увеличивается количество магнитного материала, в том числе и детритовой компоненты D, что говорит о замедлении скорости седиментации. Компонента Hs, доминировавшая в интервале 12, сменяется компонентой Bh, свидетельствуя об аноксической обстановке седиментации [6], что подтверждается сохранением большого количества органики в почве. Интервал 10 (13–12 м, слой 10) также отвечает палеопочве, но здесь меняется характер седиментации, увеличивается его скорость и, судя по исчезновению Bh и появлению Hs, значительно увеличивается содержание кислорода. В интервале 9 (12–10 м, слой 8) седиментация была достаточно спокойной и проходила в аноксической обстановке, что, видимо, привело к восстановлению гематита (отсутствует компонента Nh). В этом интервале компонента Ex практически отсутствует, по-видимому, условия

здесь были неблагоприятными для педогенеза. Сверху и снизу этот интервал ограничен перерывами в осадконакоплении, фиксируемыми по резкому снижению содержания всех компонентов, а также парамагнитной составляющей, определяемой поступлением немагнитного материала в осадок. Интервал 8 (10–9 м, слой 7) представляет собой ископаемую почву, ограниченную сверху и снизу перерывами в осадконакоплении. Здесь снова появляется компонента Ех. Палеопочва формировалась в разных условиях: нижняя, более мощная, часть формировалась в условиях свободного доступа кислорода, верхняя – в аноксических условиях. В седьмом интервале (9–6 м, большая часть слоя 6) сохраняется аноксическая обстановка с подавлением компонент Ех и Нн, при этом режим седиментации весьма динамичный: содержание магнитной фракции испытывает колебания за счет увеличения детритовой компоненты и компоненты Bs. В нижней части интервала наблюдается перерыв, а в верхней четко фиксируется горизонт ожелезнения, выше которого находится перерыв в осадконакоплении. Интервал 6 (6.0–5.5 м, нижняя часть слоя 5) формировался в аноксических условиях с нестабильной динамикой седиментогенеза. Здесь возрастают компоненты Bs и Ех, что позволяет рассматривать этот интервал как рудимент иллювиального горизонта ископаемой почвы. Здесь резко уменьшается компонент D, компонент Нн отсутствует. Интервал заканчивается перерывом. Пятый интервал (5.5–4.5 м, нижняя часть слоя 5) характеризуется неустойчивым режимом осадконакопления, частой сменой геохимических обстановок, увеличением вклада детритовой компоненты и появлением компоненты Нн. В середине и в конце интервала имеются перерывы в осадконакоплении. Начиная с интервала 4 (4.5–3.0 м, верхняя часть слоя 5 и слой 4) наблюдается постепенное увеличение содержания всех компонент, продолжающееся до верхней кромки разреза. Происходят резкие изменения геохимической обстановки, выражающиеся в чередовании горизонтов, в которых преобладает либо Bh, либо Hs компонента. Относительный вклад остальных компонент практически не изменяется. Интервал 3 (3.0–2.0 м, слой 3) представлен ископаемой почвой, которая формировалась в сложной геохимической обстановке – в верхней и нижней ее части преобладали аноксические условия, средняя часть – в условиях свободного доступа кислорода. Увеличение содержания компоненты D здесь свидетельствует об уменьшении скорости седиментации. Интервал 2 (2.0–1.0, слой 2 и нижняя часть слоя 1) характеризуется аноксическими условиями и практически полным исчезновением компоненты Нн. На границе интервалов 1 и 2 компонента Ех исчезает и затем снова появляется в вышележащем интервале. Интервал 1 (1.0–0.0 м (верхняя часть слоя 1) представлен голоценовой почвой. Здесь самые высокие содержания ферримagnetиков за счет роста всех компонент, за исключением Hs, которая отсутствует, что говорит об аноксических условиях формирования почвы.

Применение метода коэрцитивной спектрометрии в разрезе Игетей позволило получить новую информацию об условиях осадконакопления в разрезе. Выделены интервалы с различными условиями осадконакопления и геохимическими обстановками формирования осадков, установлено положение скрытых перерывов и выделено два типа почв: 1) развивавшиеся в аноксических условиях (слои 1 и 10) и 2) развивавшиеся преимущественно в условиях свободного доступа кислорода (слои 3, 7, 9, 14).

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 25-27-00151.

- [1] Медведев Г.И., Воробьева Г.А. Игетей – опорный разрез верхнеплейстоценовых субэдральных отложений и палеолитических культур на юге Восточной Сибири // Геология кайнозоя юга Восточной Сибири. Иркутск, 1987. С. 20–21.
- [2] Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири: К XIII Конгрессу ИНКВА (КНР, 1991) / Г.И. Медведев, Н.А. Савельев, В.В. Свинин. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1990. 165 с.
- [3] Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А., Нечаев И.О., Бердникова Н.Е., Бердников И.М. Результаты комплексных исследований опорного разреза Игетей (средний верхний неоплейстоцен, Предбайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (18–22 октября 2022 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 119–122.
- [4] Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V. et al. A modernized coercivity spectrometer // *Geologica Carpathica*. 1998. V. 49, № 3. P. 224–226.
- [5] Казанский А.Ю., Корсаков М.А., Антонов Е.Ю. Опыт применения ЕМ метода для автоматического разложения коэрцитивных и гранулометрических спектров // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Сборник тезисов Всероссийской конференции с международным участием. Казань: КГУ, 2023. С. 23.
- [6] Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 3. Bacterial magnetite and natural processes in lakes // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2004. V. 29. P. 869–884.



ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ НА ОКРАИНЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

И.В. Кармышева^{1,2}, В.Г. Владимиров^{1,2}, В.А. Яковлев^{1,2},
Д.В. Семенова², А.Е. Смолякова^{1,2}, Е.Д. Зюков^{1,2}

¹ Новосибирск, Новосибирский государственный университет, iri@igm.nsc.ru

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

Для коллизионных зон характерно широкое разнообразие кислых и средних пород, что обусловлено вовлечением в плавление различных коровых и мантийных источников, изменением РТ-параметров и степени плавления на различных уровнях земной коры, дифференциацией расплавов в камере, вариациями теплового потока, который зачастую контролируется тектоническими деформациями. Для многих орогенов отмечается смена петрогеохимического характера гранитоидного магматизма от S-типа к А- и I-типу, которая маркирует различные геодинамические обстановки (от коллизионной до постколлизионной).

Западный Сангилен, расположенный на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива (ТММ), представляет собой коллизионный ороген с широким распространением метаморфических и магматических пород, сформировавшихся в раннем палеозое. Комплекс опубликованных ранее и полученных новых данных U-Pb датирования (циркон) позволил выделить три этапа гранитообразования: 520–510 млн лет, 490–480 млн лет и 480–470 млн лет (см. обзор [1, 2]).

К наиболее древним относится Матутский гранитный массив (520±3 и 524±3 млн лет) [3] и параавтохтонные граниты эрзинского мигматит-гранитного комплекса (517±7 и 516±4 млн лет) [4], выходы которых наблюдаются в пределах Эрзинской тектонической зоны и тесхемского метаморфического комплекса. Граниты Матутского массива по петрографическому и петрохимическому составу отвечают переходному типу между гранитами I- и А-типа, их формирование связано с плавлением смешанного корово-мантийного источника. Массив представляет собой гарполит, расположенный в матриксе метаморфических пород эрзинского мигматит-гранитного комплекса и вытянутый по простиранию Эрзинской тектонической зоны. Отмечаемая в эндоконтактной зоне гранитов магматическая полосчатость конформна структурным элементам вмещающих метапелитов.

Граниты эрзинского комплекса образовались в результате анатектического плавления гранат-кордиерит-биотитовых сланцев и гнейсов. Петрографический состав, геологическое положение и петрохимические характеристики позволяют отнести их к гранитам S-типа. В отдельных пробах гранатсодержащих гранитов цирконы характеризуются наличием ядерной и краевой части. Возраст центральной части отвечает 517±3 млн лет, а краевой – 483±2 млн лет и 490±3 млн лет. Th/U соотношения в точках исследования, отвечающих значениям ~485 млн лет, соответствуют магматическим цирконам и цирконам из переходной и метаморфической зоны (0.32–1.13 и 0.03–0.12 соответственно). Формирование мигматит-гранитов в период 517 млн лет связано с заложением Эрзинской тектонической зоны – сбросом давления, интенсивными деформациями и образованием зон повышенной проницаемости. Повторный прогрев, который привел к реоморфизму гранитов и росту краевой части цирконов с возрастными значениями ~485 млн лет, сопровождался импульсными вязкопластичными деформациями.

Наибольший объем кислого магматизма приходится на период 490–480 млн лет. Помимо реоморфизма гранитов эрзинского комплекса к данному этапу приурочено образование гранитов ухадагского комплекса с оценками возраста 487±2, 486±2 и 482±2 млн лет [2]. По комплексу петрогеохимических характеристик данные гранитоиды относятся к А2-типу. Высокие содержания Y/Nb>1.2 (3.32) и значения $\epsilon_{Nd}(T)=+0.5\ldots-1.8$, определенные по гранитоидам Тесхемского массива [5], указывают на смешанный мантийно-коровый источник. В эндоконтактных частях массивов отмечаются зоны вязкопластичных деформаций с признаками магматического течения,

в центральных частях массивов признаки синконсолидационного магматического течения отсутствуют, т.е. перемещение и сегрегация материала происходили синхронно с обстановками растяжения.

К раннеордовикскому периоду времени (487 ± 2 и 488 ± 3 млн лет) также относится становление гранодиоритов, которые по петрогеохимическим характеристикам являются промежуточными между I- и S-типом. Их образование обусловлено частичным плавлением мафического корового материала за счет поступления тепла литосферной мантии и смешением с выплавками из вмещающих метapelитов. Гранодиориты, расположенные в пределах Эрзинской тектонической зоны, характеризуются наличием следов магматического течения, совпадающего с простираанием самой зоны.

Лейкограниты Чжаргалантского массива (505 ± 5 и 486 ± 6 млн лет, центральная и краевая часть цирконов соответственно), слагающие жильные и пластовые тела в зоне хрупко- и вязкопластичного карбонатно-гранитного меланжа в верхнем течении р. Нарын, по составу значительно отличаются от остальных гранитоидных тел данного возрастного периода. Они представлены биотит-мусковитовыми лейкогранитами с широкой вариабельностью состава. Вещественный состав лейкогранитов Чжаргалантского массива свидетельствует об их двойственной геохимической природе. Результаты численного геохимического моделирования процессов частичного плавления вмещающих метapelитов показали, что одним из факторов формирования данных гранитных расплавов являлось неравновесное плавление метapelитов (Grt-Bt – гнейсов) [6]. При этом низкие положительные значения $\epsilon_{Nd}(T) = 4.5$ [5] свидетельствуют о формировании, преимущественно, за счет частичного плавления метабазитового субстрата при участии корового материала в области генерации магм. Морфология и пространственное положение тел лейкогранитов контролируются областью распространения карбонатно-терригенного меланжа [6], сформировавшегося в нижней части карбонатного покрова и подстилающего метаморфического тесхемского комплекса.

Наиболее молодым из исследованных на данный момент этапов кислого магматизма на Западном Сангиле является период 470–480 млн лет, в течение которого произошло становление гранитов Нижнеулорского массива (475 ± 3 млн лет). По основным петрохимическим характеристикам породы отвечают высококалиевым гранитам I-типа. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ составляют -2.5 [5]. В целом, комплекс данных указывает на формирование гранитов из смешанных мафических и салических коровых источников. В экзоконтактовой зоне массива наблюдаются левосдвиговые деформации, синхронные с проявлением контактового метаморфизма, что свидетельствует о синтетектоническом внедрении расплава, однако сами гранитоиды не деформированы. Их консолидация происходила уже при отсутствии деформаций.

Таким образом, большинство кислых магматических комплексов Западного Сангилена, кроме анатектических мигматит-гранитов, нельзя однозначно отнести к какому-либо типу, все они имеют двойственные черты и признаки, характерные для смешанных источников. Закономерная смена типов магматизма от S-типа до I- и/или A-типа также отчетливо не выявлена для Западного Сангилена. Все проявления кислого магматизма происходили синхронно с тектоническими деформациями. В обстановках транспрессии на ранней стадии коллизии гранитоидный магматизм проявлен только в пределах зон концентрации деформаций, что привело к анатектическому плавлению метapelитов и образованию S-гранитов, а также более глубинных уровней коры и внедрению расплавов в зоны пониженного давления с формированием гарполита (Матутский массив). Наиболее масштабные проявления магматизма связаны с режимом транстенсии и реактивации тектонических зон, что обеспечило повышенный тепловой поток в зонах локального растяжения, перемещение флюида и новообразованного расплава, а также вовлечение различных типов осадков в зоны плавления.

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН № 122041400176-0.

- [1] Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 283–310.
- [2] Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Куйбида М.Л., Семенова Д.В., Яковлев В.А. Петрогенезис и тектонические обстановки образования высококалиевых гранитов (Западный Сангилен, Тувино-Монгольский массив) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 6–32.
- [3] Семенова Д.В., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Возраст раннеколлизийных гранитоидов Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): значение для оценки длительности орогенеза на окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, № 4. 0767.

- [4] *Karmysheva I., Vladimirov V., Rudnev S., Yakovlev V., Semenova D.* Syntectonic metamorphism of a collisional zone in the Tuva-Mongolian massif, Central Asian Orogenic belt: P-T conditions, U-Pb ages and tectonic setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 220. 104919.
- [5] *Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // *Петрология*. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–511.
- [6] *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н.* Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41, № 3. С. 398–413.



НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ДАЙКОВОГО ПОЯСА ЦАГАН-УЛА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

М.И. Карпова, А.В. Никифоров, А.М. Козловский

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
mi.karpova@mail.ru, usn2007b@yandex.ru, comendite@mail.ru

Дайковый пояс щелочных пород Цаган-Ула расположен в районе одноименного сомона Хубсугульского аймака в Северной Монголии. Его первые описания в научной литературе опубликованы в работах коллектива исследователей из России и Монголии [1–3]. По их данным породы даек представлены тремя типами – базальтами нормального ряда, щелочными пантеллеритовыми трахитами и пантеллеритами. Пояс хорошо дешифрируется на космических снимках и прослеживается на протяжении 40 км в СВ направлении, ширина пояса около 20 км. Мощность даек варьируется от 1 до 25 м. В большинстве даек отмечается четкое зональное строение с выраженными скрытокристаллическими зонами закалки и раскристаллизованной центральной частью. Дайки субвертикально прорывают преимущественно гранитоиды среднего палеозоя, реже – другие вмещающие их породы: песчаники, алевролиты, пелиты, гравелиты.

В 2022–2024 гг. нами были проведены полевые работы, направленные на более детальное изучение пород дайкового пояса. В результате исследований отобранных образцов средних и кислых пород были получены новые данные: установлен ранее не отмеченный тип пород – комендиты, также были обнаружены ранее не описанные здесь минералы – анальцим ($\text{Na}(\text{AlSi}_2)\text{O}_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), нептунит ($\text{Na}_2\text{KLiFe}_2^{+2}\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$), нарсарсукиит $\text{Na}_4(\text{Ti,Fe})_2[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{O,OH,F})_2$.

На TAS-диаграмме составы трахитов и риолитов образуют два сравнительно компактных поля. Однако на диаграмме Al_2O_3 – $\text{FeO}_{\text{общ}}$ от группы пантеллеритовых составов отчетливо обособляются комендиты (рис. 1). Основное отличие комендитов от пантеллеритов – существенно меньшее суммарное содержание железа.

Содержания микроэлементов практически идентичны в трахитах и пантелеритах, а комендиты, при схожем характере распределения, несколько беднее микроэлементами (рис. 2).

Комендиты пояса Цаган-Ула представляют собой серые или розоватые лейкократовые порфировые породы с основной массой, состоящей из смеси КППШ с альбитом (60 %), кварца (20 %) и стекла (20 %), с вкрапленниками КППШ (60 %) и кварца (40 %). В качестве аксессуарных минералов отмечены циркон, флюорит, титаномagnetит, ильменит, ксенотим-(Y), бастнезит-(Ce) и синхизит-(Ce).

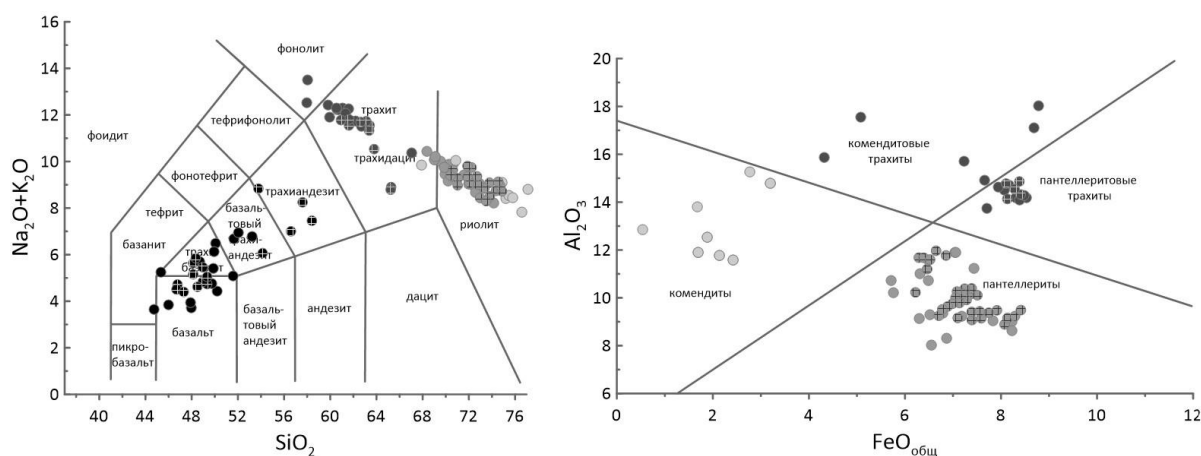


Рис. 1. Классификационные диаграммы для пород Цаган-Ульского дайкового пояса. Точки с клетчатым крапом – состав пород по литературным данным [2]; однотонные точки – наши данные.

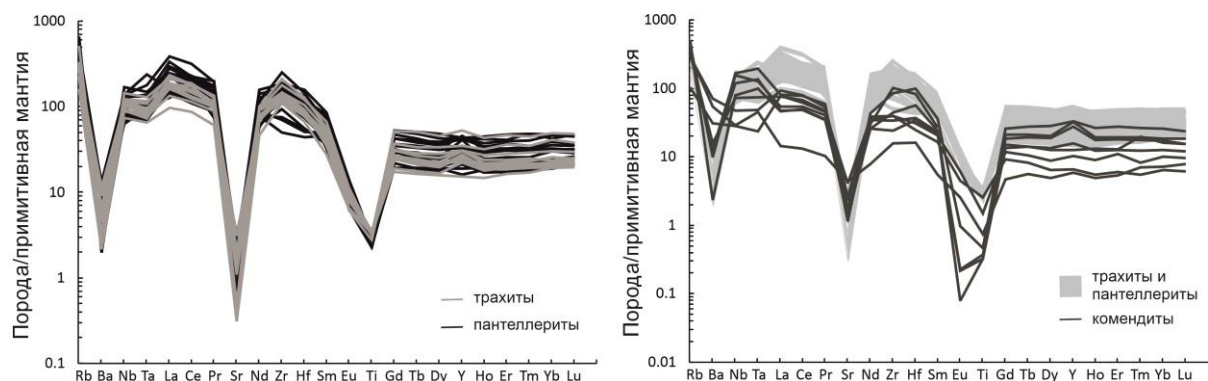


Рис. 2. Спектры распределения нормированных содержаний микроэлементов в породах дайкового пояса Цаган-Ула.

Трахиты и пантеллериты по минеральному составу практически идентичны и отличаются от комендитов. Оба этих типа пород содержат альбит, КППШ, амфиболы натриевой и натрий-кальциевой групп. Также породы имеют схожий набор аксессуарных минералов – нептунит, ильменит, монацит-(Ce), катаплеит.

Нептунит был диагностирован при исследовании на поляризационном и электронном микроскопе с энергодисперсионной приставкой (ИГЕМ РАН) в пантеллеритах и трахитах, причем минерал встречен в 7 из наших 13 проб этих пород, отобранных из разных даек этого пояса. Нептунит образует зерна до 1 мм, содержание которых в породе достигает 2 %. В шлифе минерал имеет высокий оптический рельеф и плеохроирует в красно-оранжевых тонах (рис. 3, Б, В, Г). Нептунит нередко сростается с амфиболом (ферро-ферри-катофоритом с каймами калиевого арфведсонита), в единичных случаях замещается энigmatитом. Наличие лития в минерале подтверждено методом La-ICP-MS в ИГЕМ РАН (Thermo XSeries2; ESI NWR213). Нептунит – первый собственный минерал лития, обнаруженный в породах дайкового пояса Цаган-Ула, и его находка позволяет уверенно говорить о редкометалльной специфике обсуждаемых пород.

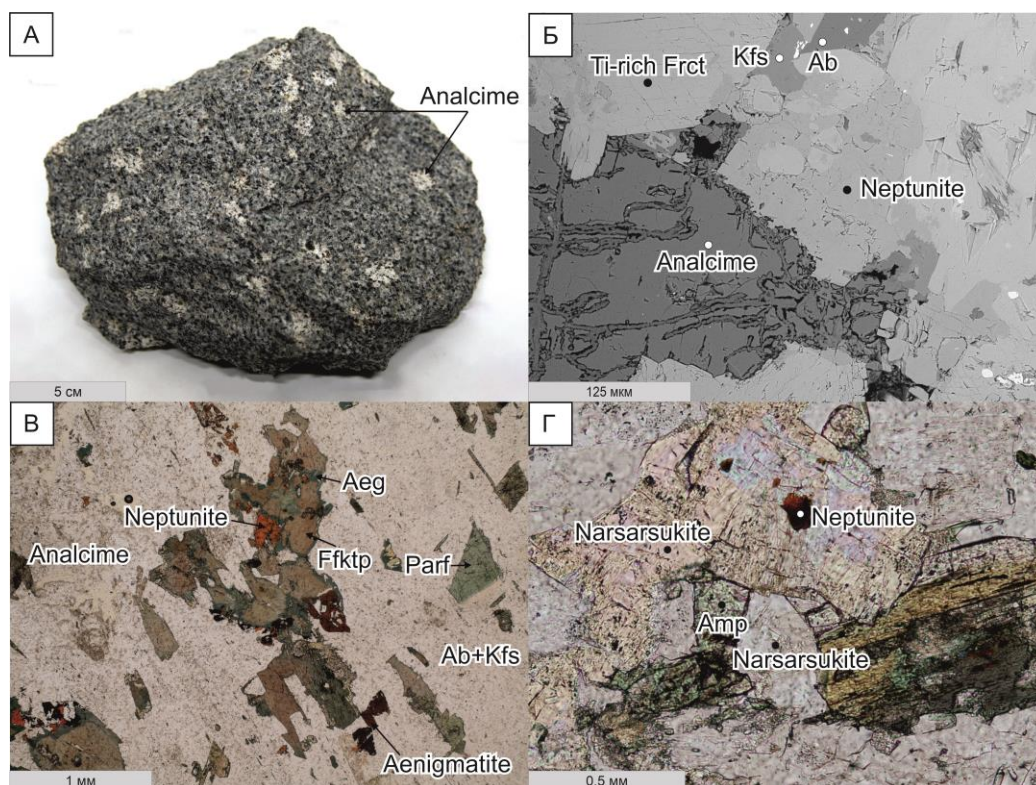


Рис. 3. А – фотография образца трахита с обособлениями анальцима; Б – BSE изображение сростка нептунита и анальцима; В – фотография шлифа трахита в проходящем свете при одном никеле; Г – фотография шлифа пантеллерита в проходящем свете при одном никеле. Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ffktп – ферро-ферри-катофорит, Parf – калиевый арфведсонит, Aeg – эгирин.

Главным различием трахитов и пантеллеритов является присутствие в трахитах анальцима, а в пантеллеритах – кварца, что свидетельствует о недосыщенности кремнеземом первых и пересыщенности вторых. В результате встает вопрос о возможности происхождения этих пород из общего источника. С учетом близкого микроэлементного и минерального состава этих пород есть все основания считать их родственными.

Анальцим присутствует в большинстве проб трахитов дайкового пояса. Минерал образует белёсые округлые обособления до 1 см (рис. 3, А), которые обычно относительно равномерно распространены по всему объему дайки в количестве до 10 %. На поверхности выветривания анальцим легко разрушается и образуются каверны с неровными краями. В шлифе минерал бесцветный. По данным рентгенофазового анализа изученный анальцим имеет тетрагональную сингонию. Он, предположительно, является первичным минералом трахитов, однако для более однозначного ответа на вопрос о его генезисе требуются дополнительные исследования.

Нарсарсукиит был обнаружен в пантеллеритах в виде мелких (менее 1 мм) бледно-желтых пластинчатых зерен с высокими интерференционными окрасками, часто срастающихся с амфиболом (рис. 3, Г).

Проведенные исследования минерального и химического состава пород дайкового пояса Цаган-Ула показали очень близкую связь между трахитами и пантеллеритами, а природу обнаруженных здесь комендитов, которые имеют выраженные различия, еще предстоит выяснять при дальнейших изотопных и геохронологических исследованиях.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (грант № 13.1902.24.44, соглашение №075-15-2024-641).

- [1] Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Далай-Эрэдэнэ Э., Пузанков М.Ю. Минералогическо-геохимические особенности Цагаан-Уульского пантеллеритового дайкового пояса (Северная Монголия) // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: Труды XV международного семинара (01–07 сентября 2019 г.). Иркутск: Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019. С. 234–243.
- [2] Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Пузанков М.Ю., Одгэрэл Д. Контрастные минеральные парагенезисы пантеллеритов Цагаан-Уульского дайкового пояса (Северная Монголия) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (06–13 сентября 2021 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 3. С. 252–254.
- [3] Shcherbakov Y.D., Perepelov A.B., Tsypukova S.S. Report on Late Paleozoic bimodal volcanic associations discovered in Northern Mongolian Rift zone // China Geology. 2020. V. 3, № 3. P. 496–500.



МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТИТОВ ИЗ УГЛЕРОДИЗИРОВАННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОСПИНО-КИТОЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, РОССИЯ)

О.Н. Киселева¹, Е.В. Айриянц¹, Д.К. Белянин^{1,2}, С.М. Жмодик¹

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

²Новосибирск, Новосибирский государственный университет

На территории юго-восточной части Восточного Саяна в офиолитовых тектонических пластинах [1] присутствуют углеродизированные гипербазиты (УГ) и серпентиниты [2]. Изученный массивный хромитит отобран из УГ в южной части Оспино-Китойского массива, в районе р. Горлык-Гол (водораздел ручьев Зеленого и Озерного).

Методом СЭМ был изучен минеральный состав тяжелой фракции, выделенной из массивного хромитита. Главным минералом хромитита является хромшпинелид. Хромшпинелид по химическому составу отвечает алюмохромиту, хромиту и идентичен по составу хромшпинелидам из хромититов южной пластины Оспино-Китойского массива (рис. 1, А). В катаклазированных зернах развивается хроммагнетит, появляются примеси MnO , ZnO , V_2O_5 , TiO_2 , хотя в целом в хромшпинелидах надсубдукционных офиолитов содержание TiO_2 крайне низкое.

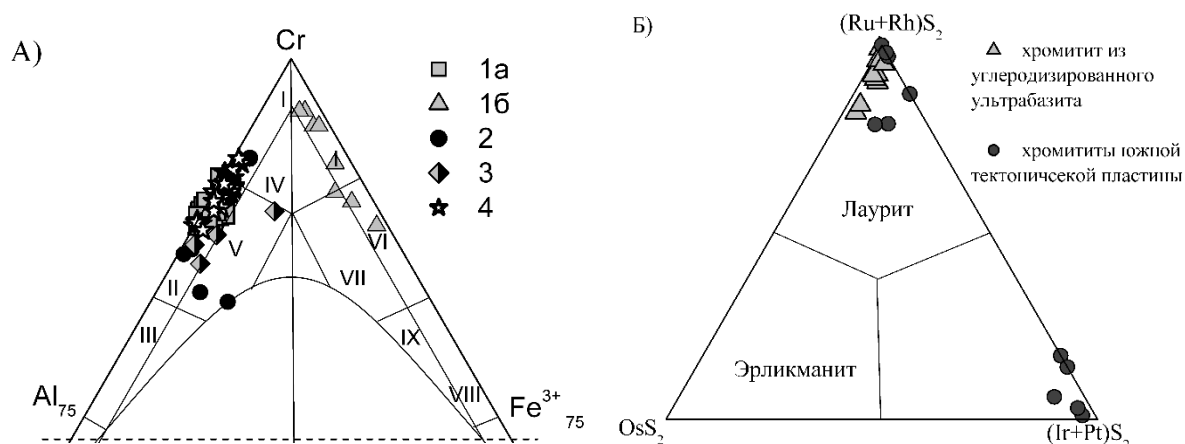


Рис. 1. (А) – классификационная диаграмма для хромшпинелидов по [3]. 1 – хромшпинелиды из УГ Восточного Саяна: 1а – ненарушенные участки, 1б – катаклазированные участки, краевые зоны; 2 – акцессорные хромшпинелиды из УГ по [2]; 3 – акцессорные из углеродизированных серпентинитов по [4]; 4 – хромшпинелиды из хромититов южной пластины Оспино-Китойского массива (авторские данные); (Б) – составы сульфидов ЭПГ, авторские данные.

Из минералогических особенностей стоит отметить присутствие титаномагнетита и ильменита, которые не характерны для хромититов как Оспино-Китойского массива, так и для других офиолитовых тектонических пластин (Улан-Сарьдагский, Харанур-Холбын-Хайрханский, Дунжугурский массивы) [5]. Силикаты представлены амфиболом – феррочермакитом, Сг-хлоритом. Зафиксированы единичные зерна циркона, одно из которых содержит включение биотита. В хромитите установлен акцессорный маухерит $Ni_{11}As_8$, достаточно распространенный для офиолитовых ультрабазитов и хромититов. Сопряженная с хромититами ЭПГ минерализация представлена редкими зернами лаурита пористо-трещиноватой микроструктуры. Лауриты из хромитита зоны углеродизации характеризуются рутениевым составом, в отличие от лауритов из хромититов неизмененных ультрабазитов. Для последних характерен лаурит-эрликманит $(Os,Ru)S_2$ и сульфид иридия IrS_2 (рис. 1, Б) [5]. Поры и трещины в лаурите из УГ выполнены сульфоарсенидами, сульфостибатами Ru , Ir (рис. 2).

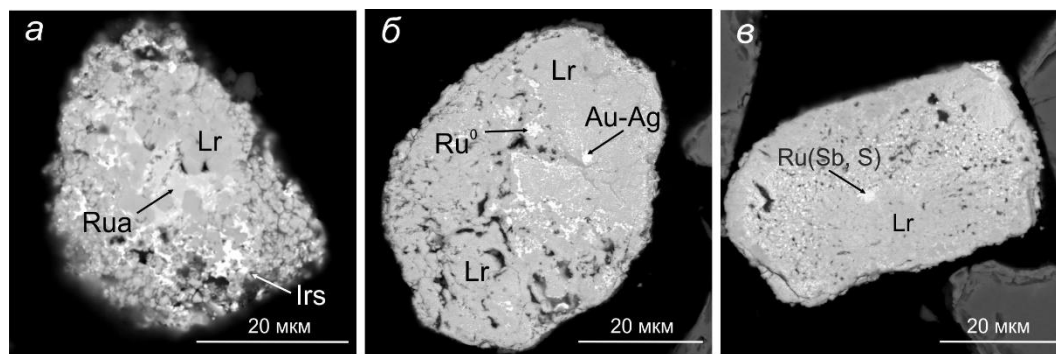


Рис. 2. Снимки СЭМ зерен ЭПГ минерализации в хромитите из углеродизированного гипербазита (Lr –лаурит, Rua – руарсит, Irs – ирарсит).

Присутствуют характерные для измененного лаурита [5] микронные обособления самородного рутения и редкие микрочастицы состава $Ag_{0.9}Au_{0.1}$ (кюстелит). Отдельной особенностью хромититов является присутствие в них микрочастиц редкой фазы $RuSbS$ – Ru аналога толовкита ($IrSbS$) (рис. 2, а–в). Соединения ЭПГ Ir подгруппы с Sb являются очень редкими и встречаются в хромититах, которые были подвержены интенсивной флюидной проработке, что отразилось на широком развитии ремобилизованных вторичных ЭПГ фаз, в том числе самородных Os, Ru в хромититах некоторых участков Оспино-Китойского массива [5].

Образование арсенида никеля, арсенидов, сульфостибатов ЭПГ, микрочастиц $Ag_{0.9}Au_{0.1}$ происходило при участии C-содержащих восстановленных флюидов мантийного происхождения [2], в результате ремобилизации рудных компонентов и некогерентных элементов (Zr, K) из пород субдуцирующего слэба, посредством флюидного массопереноса.

Исследования проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Авторы благодарят Б.Б. Дамдинова за предоставленный образец хромитита.

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] *Геология и метаморфизм Восточного Саяна* / Ред. Н.Л. Добрецов, В.И. Игнатович. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
- [2] *Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.* Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса) / Ред. Н.Л. Добрецов, Новосибирск: ГЕО, 2008. 304 с.
- [3] *Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
- [4] *Григорьева А.В., Дамдинов Б.Б., Служеникин С.Ф.* Рудная минерализация в ультрабазитах и метасоматитах Оспино-Китойского массива (Восточный Саян) // *Геология рудных месторождений*. 2018. Т. 60, № 2. С. 141–163.
- [5] *Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К.* Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55, № 2. С. 333–349.



СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСТРОВА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОГО ОКЕАНА

А.М. Козловский¹, В.В. Ярмолюк¹, В.М. Саватенков², Ch. Tumurchudur³

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

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³ Ulaanbaatar, Gurvantalst LLC

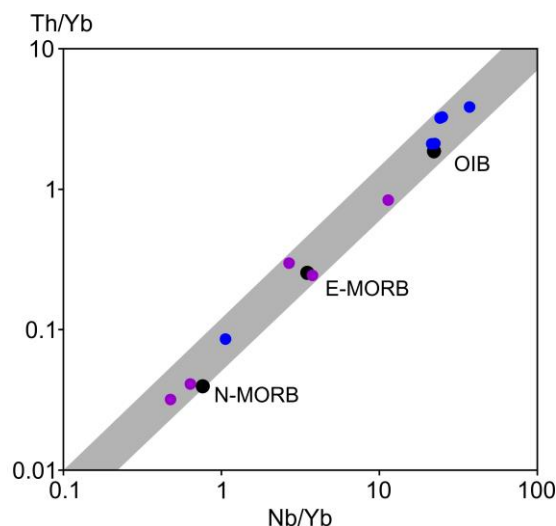
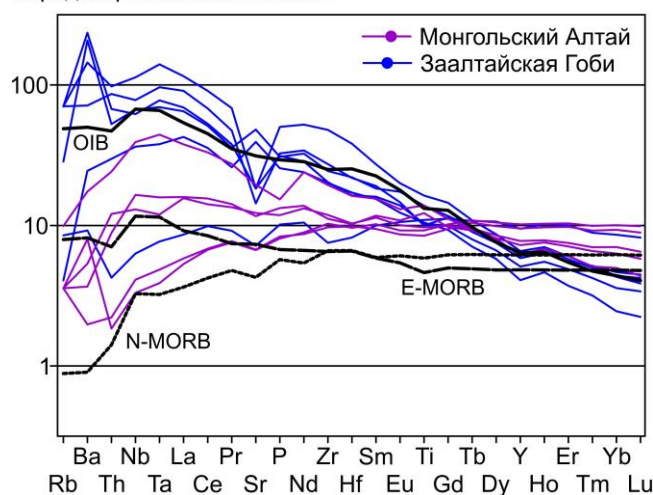
Практически во всех разновозрастных аккреционных комплексах Центрально-Азиатского складчатого пояса были встречены вулканические комплексы, в которых присутствуют базальты с обогащенными геохимическими характеристиками [1]. Как представляется, такие комплексы формировались на океаническом основании как внутриплитные острова вдалеке от континентальных окраин. Лишь впоследствии, по мере субдукции океанических плит, возвышающиеся над ложем океана острова не субдуцировали в мантию, а аккретировали в состав аккреционных призм. Однако в большинстве случаев такие вулканические породы отмечаются только как блоки в меланже. В аккреционных структурах Монголии такие вулканические комплексы были описаны среди раннеопротерозойских структур Баянхонгорской зоны и позднеопротерозойских–кембрийских структур Озерной зоны [2, 3]. В более молодых южных комплексах Монгольского Алтая и Заалтайской Гоби базальтоиды с внутриплитными геохимическими характеристиками описаны не были, однако это не значит, что их там нет.

На южном склоне Монгольского Алтая, в 30 км к югу от сомона Эрдэнэ, среди доминирующих здесь метатерригенных пород ордовик-силурийского аккреционного клина отмечена тектоническая пластина мощностью около 350 м и протяженностью около 6 км, сложенная в нижней части массивными метабазами, а в верхней части – глыбами базальтов, сцементированными карбонатным материалом. Такие структуры могут отвечать вулканической постройке океанического острова с его карбонатной шапкой и склоновыми брекчиями. На простирании этой пластины в 60 км к СЗ вдоль структур Алтая в меланже также были встречены блоки сходных базальтоидов.

Другой вулканический комплекс встречен на юге Заалтайской Гоби в хребте к ЮВ от родников Эхийн-Гол. В северной части хребта распространены преимущественно терригенные породы, которые к югу сменяются расщепленными афировыми базальтами без видимых элементов залегания. Ширина выходов базальтов составляет 5 км, а по простиранию они прослеживаются в ЮВ направлении на 40 км. Отдельные выходы базальтоидов отмечены также в депрессии к югу от хребта, что позволяет расширить ширину выходов вулканических пород до 15 км. Терригенная часть разреза, отнесенная к девону на основе находок радиолярий, и местами вулканическая часть пронизаны серией даек диоритов, не затронутых деформациями. Возраст кристаллов циркона из этих диоритов, оцененный методом LA-ICP-MS (ГИН РАН), составляет 340 ± 2 млн лет, что говорит о формировании аккреционной структуры юга Заалтайской Гоби до раннего карбона и согласуется с девонским возрастом терригенных осадков.

Отличительными особенностями геохимии базальтоидов Монгольского Алтая и Заалтайской Гоби является отсутствие Nb-Ta минимума (рисунок) в спектрах нормированных концентраций микроэлементов ($(Th/Nb)_{PM}=0.5-1.1$), что соответствует значениям, типичным для базальтов океанических островов и срединных хребтов. Высокие содержания TiO_2 (1.8–3.5 мас. %) сближают их составы с внутриплитными базальтами. Однако наклон спектров REE базальтов сильно различается от $(La/Yb)_{Ch}=0.5$, т.е. значений, типичных для пород срединных хребтов, до $(La/Yb)_{Ch}=26$, т.е. величин, существенно превышающих таковую в среднем составе внутриплитных базальтов океанических островов. При этом базальты Заалтайской Гоби характеризуются преимущественно высокими значениями $(La/Yb)_{Ch}=15-26$. Только один состав имеет горизонтальный спектр распределения REE с $(La/Yb)_{Ch}=1$. Напротив, среди метабазальтов Монгольского Алтая один состав отличается повышенным $(La/Yb)_{Ch}=7.6$, тогда как большинство имеют $(La/Yb)_{Ch}=0.5-2.5$.

Порода/Примитивная мантия



Геохимические характеристики базальтов внутриплитного типа в аккреционных комплексах Монгольского Алтая и Заалтайской Гоби.

На тектонических дискриминантных диаграммах (рисунок) составы пород попадают в поля базальтов подлитосферных источников между составами N-MORB и OIB [4].

Изотопный состав Nb и Sr базальтов отчетливо коррелирует с величиной $(La/Yb)_{Ch}$, поэтому породы Монгольского Алтая с наименьшими $(La/Yb)_{Ch}$ имеют наиболее деплетированные значения $\epsilon_{Nd}(t) + 8.3$. Базальты Заалтайской Гоби с высокими значениями $(La/Yb)_{Ch}$ характеризуются низкими величинами $\epsilon_{Nd}(t)$ – от -4.2 до $+0.9$. При этом значение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_I$ составляет $0.7044-0.7064$. Такие параметры отвечают тренду составов базальтов океанических островов между деплетированной мантией и обогащенной мантией EM II.

Полученные геологические, геохимические и изотопные данные свидетельствуют о наличии в ордовик-силурийских аккреционных комплексах Монгольского Алтая и девонских Заалтайской Гоби аккрецированных фрагментов океанических островов, вулканизм которых связан с подлитосферными источниками деплетированного и обогащенного типа. При этом среди базальтов Заалтайской Гоби отмечаются породы, источником которых могла служить обогащенная мантия EM II. Надо отметить, что базальты с такими изотопными характеристиками ранее не описывались в Центрально-Азиатском складчатом поясе [1].

Работа выполнена в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке Минобрнауки России, проект № 075-15-2024-641.

- [1] Сафонова И.Ю. Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Западной Пацифики: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020.
- [2] Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана // Доклады РАН. 2008. Т. 423, № 5. С. 667–671.
- [3] Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 417–444.
- [4] Pearce J.A. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries // Orogenic Andesites and Related Rocks / Ed. R.S Thorpe. Chichester: John Wiley & Sons, 1982. P. 528–548.



ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВРЕМЕНИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ КАРАТАУ-ДЖЕБАГЛИНСКОГО БЛОКА (БОЛЬШОЙ КАРАТАУ, КАЗАХСТАН)

К.К. Колесов, Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов

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

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) как единая структура был сформирован к концу палеозоя в результате закрытия Палеоазиатского океана. Однако в пределах ЦАСП встречаются тектонические блоки со значительно более длительной историей развития, предшествующей образованию Палеоазиатского океана. Так, в пределах западной части ЦАСП присутствуют докембрийские континентальные блоки – Кокчетавский, Улутауский, Актау-Моинтинский и др. Одним из наименее изученных является Каратау-Джебаглинский блок, где широко распространены осадочные и вулканические породы позднего докембрия – бакырлинская и кайнарская свиты, а также развиты карбонатно-терригенные отложения вендского возраста, охватывающие ранскую, косшокинскую и курайлинскую свиты. Эти свиты являются крупной непрерывной трансгрессивной серией морских шельфовых отложений.

Отложения бакырлинской свиты представлены доломитами и известняками, которые накапливались в условиях шельфового мелководного морского бассейна. В настоящий момент достоверно установлено только время формирования прорывающих их граносиенитов Кумыстинского массива на основе датирования цирконов – 717 ± 4 млн лет [1]. Это позволяет ограничить верхнюю границу их седиментации и считать время накопления бакырлинской свиты древнее 720 млн лет. В целом, карбонатные породы (132 пробы) этой свиты оказались практически непригодными для целей Sr-хемостратиграфии, так как содержат высокую долю силикокластического материала и характеризуются высокими содержаниями Mn, Fe и пониженными – Sr. Лишь для двух проб известняков бакырлинской свиты из изученной коллекции, имеющих минеральный и геохимический состав, пригодный для дальнейших исследований, получены значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70610$ и 0.70726 . С учетом данных о возрасте прорывающих граносиенитов возможно оценить, что накопление карбонатных пород бакырлинской свиты происходило 750–800 млн лет назад.

При полевом изучении карбонатных пород бакырлинской свиты на восточном склоне хребта Большого Каратау, примерно в 7 км от пос. Бакырлы, в коренном обнажении был обнаружен и изучен горизонт вулканомиктовых пород в средней части разреза бакырлинской свиты мощностью до 30 м. Данный горизонт согласно подстилается и перекрывается известняками. Для оценки времени образования этих вулканомиктовых пород было проведено U-Th-Pb датирование зерен циркона в двух пробах. Основная популяция цирконов в изученных породах имеет возраст 2.0–2.1 млрд лет и связана с метаморфическим событием. Еще одно метаморфическое событие на границе палеопротерозоя и неогархея фиксируется на основе изучения строения зерен в популяции цирконов с возрастом 2.5 млрд лет. Представительной является группа наиболее молодых зерен циркона на уровне 775 млн лет с четко выраженной осцилляторной зональностью, менее представительна популяция цирконов, связанных с магматической активностью на рубеже 850 млн лет. Возрастная популяция цирконов в интервале 1.0–1.1 млрд лет имеет различные структурные особенности и отражает этап тектономагматической активизации. На основе геохронологических и хемостратиграфических данных возможно ограничить время седиментации отложений бакырлинской свиты – 750–775 млн лет.

Кайнарская свита сложена вулканическими породами кислого, среднего и основного состава. Для геохронологического обоснования возраста кайнарской свиты было проведено U-Th-Pb датирование зерен циркона для четырех проб риолитов. Получены следующие оценки возраста проб риолитов кайнарской свиты – 743 ± 5 млн лет (12 зерен), 745 ± 5 млн лет (5 зерен), 766 ± 3 млн лет (19 зерен), 787 ± 4 млн лет (7 зерен). Полученные геохронологические данные в совокуп-

ности с геохимическими характеристиками изученных вулканитов позволяют выделить два импульса кислого вулканизма в истории Каратау-Джабаглинсокого блока – на рубеже 745 млн лет и в интервале 766–787 млн лет.

Для оценки возраста пород источников сноса было проведено U-Th-Pb датирование зерен циркона из матрикса тиллитов ранской свиты и четырех валунов гранитоидов. Значения возраста циркона образуют основные интервалы 740–856 млн лет (32 зерна), 1950–2040 млн лет (14 зерен) и 2200–2630 млн лет (26 зерен). Также встречаются единичные зерна в интервале 869–1068 млн лет (9 зерен), 1380–1860 млн лет (6 зерен) и 2750–2770 млн лет (3 зерна).

Получены следующие оценки возраста валунов гранитов из тиллитов ранской свиты – 746 ± 3 млн лет (14 зерен), 746 ± 3 млн лет (16 зерен), 788 ± 2.6 млн лет, 780 ± 4 млн лет (7 зерен). Геохронологическое изучение зерен циркона из матрикса и обломков тиллитов позволило оценить возраст пород на пути движения ледника.

Таким образом, на основе проведенного исследования возможно выделить несколько этапов развития Каратау-Джебаглинского континентального блока: метаморфические события 2.5 и 2.0–2.1 млрд лет назад, тектономагматическую активизацию в неоархее, палеопротерозое, менее выраженную в мезопротерозое, в том числе на границе с неопротерозоем, для которого устанавливается три магматических события – 745 млн лет, 766–788 млн лет и на рубеже 850 млн лет. Следует отметить, что накопление карбонатных пород бакырлинской свиты происходило синхронно с одним из магматических событий – вулканизмом в интервале 766–778 млн лет назад, а также отмечается идентичность в оценке возраста валунов плутонических пород из тиллитов ранской свиты и вулканитов – 745 млн лет и 780 млн лет, что указывает на принадлежность их к двум разным вулканоплутоническим сериям.

В настоящий момент на эрозионном срезе Большого Каратау не установлены плутонические комплексы с возрастом, полученным в данной работе, присутствующие в соседних тектонических блоках.

[1] Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // Доклады РАН. 2019. Т. 484, № 5. С. 579–583.



АКСОНОКЛИНАЛИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

С.Ю. Колодяжный¹, Н.Б. Кузнецов¹, Е.И. Махиня¹, К.И. Данцова¹,
Т.В. Романюк², Г.Е. Парфенов¹

¹ Москва, Геологический институт РАН

² Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Аксоноклинали (ахонoclinae от греч. аχῶν – ось и cline – клин) – обобщающий термин для конических складок с наклоненным или субвертикальным шарниром. Характерны для сдвиговых зон, где они осложняют строение крыльев последних. Близкий термин – горизонтальная складка, которая имеет субвертикальный шарнир и является результатом изгиба крутонаклонных слоев в горизонтальной плоскости.

В пределах Большого Кавказа (**БК**) крупные и мелкие аксоноклиналильные складки широко распространены. Их можно четко идентифицировать в пределах северного склона центрального сегмента **БК**, где мезозойские толщи образуют пологие моноклиналильные и складчатые структуры. На южном склоне **БК** аксоноклинали находятся в сложных соотношениях с чешуйчато-надвиговыми системами нарушений и выявить их сложнее.

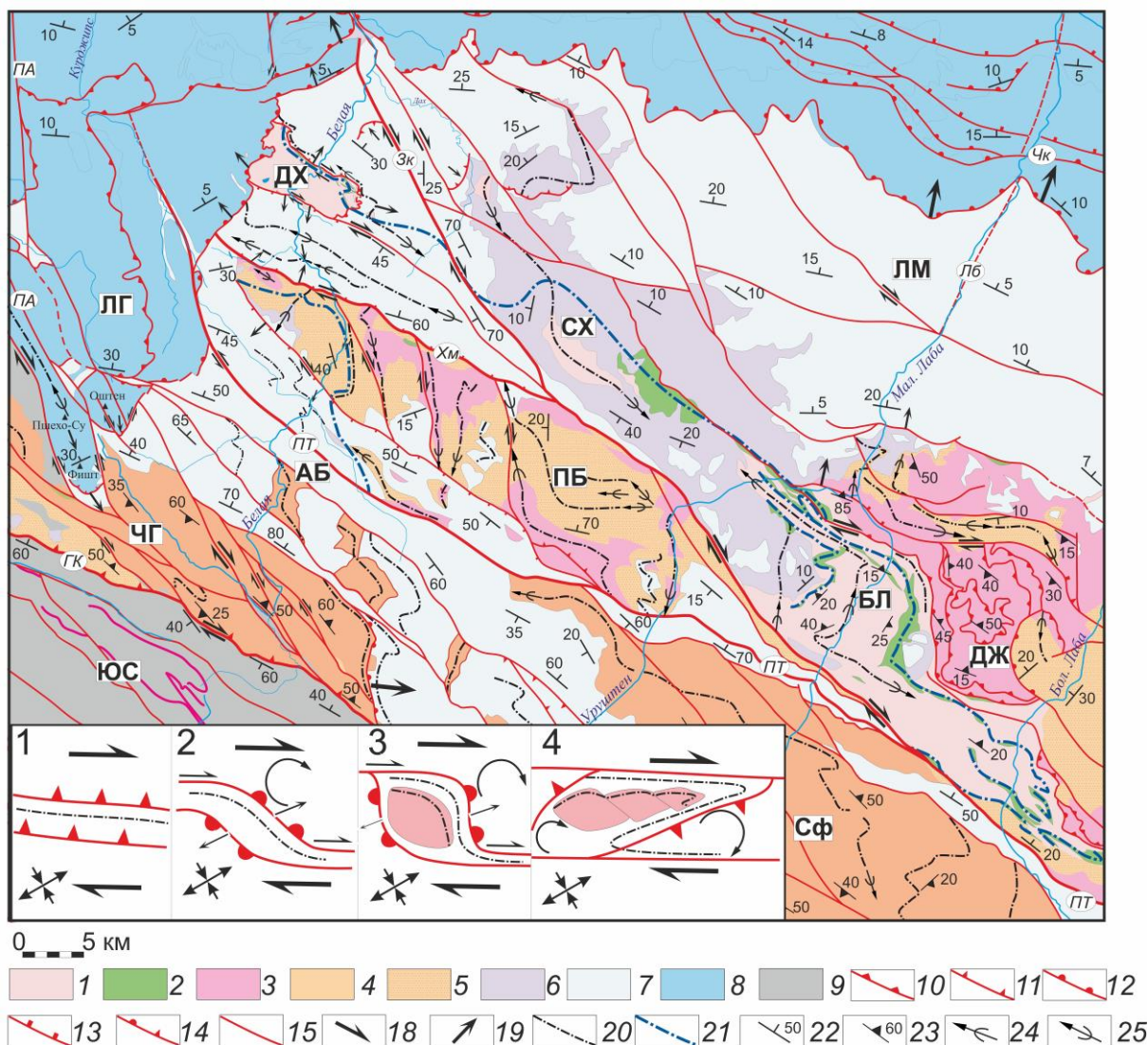
Аксоноклинали осложняют и выступы пород герцинского фундамента (палеозойского ядра) в осевой части центрального сегмента **БК**. В области сочленения центрального и западного сегментов **БК** происходит периклиналильное погружение комплексов палеозойского ядра в ЗСЗ направлении под толщи мезозоя (рисунок). В процессе погружения палеозойское ядро распадается на серию небольших выступов: Блыбский, Сахрайский, Даховский, Пшекиш-Бамбакский и др. Размещение выступов контролируют ветви виргации Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, а также Главный Кавказский разлом, имеющие признаки транспрессионных сдвиговых зон (рисунок).

В области развития выступов участвуют четыре структурных этажа: 1) герцинский (неопротерозойские и палеозойские гранитно-метаморфические комплексы, перекрытые моласой позднего палеозоя); 2) индосинийский (карбонатные и терригенные толщи триаса); 3) киммерийский (песчано-глинистые породы нижней – средней юры); 4) альпийский (карбонатные и карбонатно-терригенные толщи верхней юры – кайнозоя).

В комплексах герцинского фундамента присутствуют выходы апогипербазитовых серпентинитов, тела которых в виде прерывистых поясов общего ЗСЗ простирания прослежены от Блыбского выступа до Даховского массива (рисунок).

Линзовидные выступы фундамента пересечены диагональными разрывами, которые ограничивают системы блоков, испытавших относительные перемещения по принципу правосдвиговых транспрессионных структур домино (рисунок). Для выступов фундамента характерна диагональная и поперечная их простиранию ориентировка складчатых структур. При этом осевые плоскости складок часто образуют горизонтальные флексуры и аксоноклинали с Z-образной (правосдвиговой) морфологией. В выступах фундамента обычно сохранены лишь фрагменты смыкающих крыльев дезинтегрированных аксоноклиналей. Широкое распространение крупных (1–20 км) аксоноклиналей обуславливает многократное сдвигание разреза толщ герцинского, индосинийского и киммерийского структурных этажей в горизонтальной плоскости.

Крупные горизонтальные флексуры и Z-образные аксоноклинали Блыбского выступа хорошо оконтурены линзовидными телами пояса серпентинитов, а также проявлены в элементах залегания различных структур. В области смыкающего крыла крупной аксоноклинали этого выступа установлены переориентированные субмеридиональные разрывы, которые имеют поликомпонентную кинематику (взбросовые, надвиговые, сдвиговые и сбросовые смещения). Для некоторых разрывов установлена полная кинематическая инверсия смещений. Южное крыло главной аксоноклинали Блыбского выступа сливается с Пшекиш-Тырныаузской зоной правого сдвига, имеющего амплитуду смещения до 80 км.



Геолого-структурная схема области сочленения центрального и западного сегментов Большого Кавказа. Зоны нарушений: ГК – Главный Кавказский разлом, ПТ – Пшекиш-Тырныауская, Хм – Хамышкиская, Зк – Заканская, ПА – Пшехско-Адлерская, Чк – Черкесская; структурно-формационные мегазоны: ЛМ – Лабино-Малкинская, ЮС – Южного склона, ЛГ – Плато Лагонаки; выступы комплексов доюрского основания: ДХ – Даховский, ПБ – Пшекиш-Бамбакский, ЧГ – Чугушский, СФ – Софийский, АБ – Абаго, БЛ – Блыбский, ДЖ – Джентинская синформа.

1–5 – неопротерозойские и палеозойские комплексы пород зон Передового (1–3) и Главного хребта (4): 1 – гранитно-метаморфические, 2 – серпентиниты, 3 – метаморфические; 4 – гранитно-метаморфические, 5 – верхнепалеозойская моласса; 6–8 – осадочные комплексы мегазоны Северного склона: 6 – триаса, 7 – нижней и средней юры, 8 – средней юры – кайнозой; 9 – осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы мегазоны Южного склона; 10–15 – разрывные нарушения: 10 – шарьяжи, 11 – взбросы и надвиги, 12 – детачменты, 13 – сбросы, 14 – поликомпонентной кинематики, 15 – сдвиги; 18–19 – направления перемещений: 18 – сдвиговые, 19 – горизонтально-тангенциальные; 20 – оси складок; 21 – ось пояса серпентинитов; 22–23 – элементы залегания: 22 – слоистости, 23 – гнейсовидности, сланцеватости и кливажа; 24–25 – шарниры складок: 24 – антиклиналей, 25 – синклиналей.

Менее крупная аксоноклиналь изучена в области Даховского массива, сложенного гранитоидами и гнейсами. В строении аксоноклинали участвует зона серпентинитового меланжа, развитая вдоль северного обрамления массива, а также толщи юры. В зоне меланжа и в самом Даховском массиве установлены кинематические индикаторы, указывающие на поликомпонентные перемещения, связанные с вращением и переориентировкой ранних структур. В обрамлении Даховского массива в породах юры были выявлены системы дивергентных пологих надвигов и сбросов, обусловленных гравитационным соскальзыванием толщ со склонов этого выступа.

По результатам исследований составлена принципиальная графическая модель стадий развития выступов герцинского фундамента в зоне транспрессии (рисунок, врезка).

Первоначальная шовная зона с серпентинитовым меланжем и складчато-надвиговым строением, сформированная в процессе герцинского тектогенеза, на киммерийском этапе деформаций попала в динамическую обстановку правосдвиговой транспрессии (рисунок, стадия 1). В результате вращения по часовой стрелке, связанного со сдвигом, плоскости древних структур испытали планарный изгиб с формированием горизонтальной флексуры (рисунок, стадия 2). В смыкающем крыле этой флексуры ранние складчато-надвиговые структуры сжатия в результате вращения были переориентированы и заняли позицию, благоприятную для развития структур растяжения. Ранние надвиги испытали кинематическую инверсию и трансформацию в пологие сбросы.

По мере развития киммерийских деформаций и концентрации растягивающих напряжений в области флексурного изгиба сформировался сдвиговый дуплекс растяжения (рисунок, стадия 3). В центре дуплекса кристаллические породы в результате квазипластического течения испытали восходящие перемещения к дневной поверхности. Перекрывавшие растущее поднятие фундамента толщи юрского чехла испытали гравитационное соскальзывание и были перемещены в смежные структурные депрессии, где сформировались компенсационные складчато-надвиговые структуры. Также по системе пологих сбросов, сопряженных со сдвигами, происходило продольное соскальзывание пород чехла с переклиналей выступа фундамента (рисунок, стадия 3). Последующие сдвиговые перемещения привели к дальнейшему вращению смыкающего крыла горизонтальной флексуры, которая в итоге была трансформирована в асимметричную Z-образную аксоноклиналь (рисунок, стадия 4). Кристаллический выступ при этом испытал продольное удлинение за счет перемещений по типу транспрессионных структур домино.

Предложенный механизм выдвигания кристаллических выступов фундамента к поверхности предполагает сочетание двух разнородных, но взаимосвязанных процессов: сдвиговых перемещений пород фундамента в условиях транспрессии и гравитационного соскальзывания толщ чехла. Сочетание элементов транспрессионной тектоники фундамента и гравитационного тектогенеза чехла обусловило тектоническую экспозицию пород кристаллического фундамента на предкелловейскую эрозионную поверхность в конце киммерийского этапа деформаций. Как было установлено нами ранее [1, 2], процессы орогенеза, стартовавшие на рубеже неогена и квартера, протекали одновременно с коллапсом растущего орогена **БК**. Одной из форм проявления этого коллапса на рассматриваемой территории было развитие тектоногравитационных детачментов и соскальзывание толщ альпийского чехла вниз по северному склону **БК**, что привело к экспозиции пород доальпийского основания на современную поверхность.

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 24-27-00252, <https://rscf.ru/project/24-27-00252/>.

- [1] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др. Тектоногравитационные детачменты альпийского чехла северного склона Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (адыгейский сегмент) // Геотектоника. 2024. № 6. С. 44–76.
- [2] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84.



ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДАЙКИ ДОЛЕРИТОВ КОЛЛИЗИОННОГО ШВА СИСТЕМЫ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН (ПОС. ЕЛАНЦЫ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

К.М. Константинов¹, Е.В. Скляр², Х. Чжан³, Л.Р. Косарева⁴,
И.К. Константинов¹, Г.К. Константинов¹, Я. Чен³

¹ Иркутск, Институт «Сибирская школа геонаук» ИрННТУ, 2konstant@mail.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

³ Нанкин, Китай, Нанкинский университет

⁴ Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

В ходе разработки петрофизической легенды Приольхонья [1] была изучена зона бластомилонитов коллизионного шва (рис. 1, а), разделяющего раннепалеозойский Ольхонский террейн и раннедокембрийский Сибирский кратон [2]. В его пределах (западнее пос. Еланцы) отобраны ориентированные образцы [3] из синметаморфической базитовой дайки мощностью до 7 м [4, 5]. Результаты исследований сводятся к следующим:

1. Получен спектр скалярных и векторных магнитных параметров: объемная плотность $\sigma=3400\pm 8.2$ кг/м³, магнитная восприимчивость $\chi=2830\cdot 10^{-5}$ СИ, вектор естественной остаточной намагниченности $I_p=790\cdot 10^{-3}$ А/м, склонение $D=355^\circ$, наклонение $J=25^\circ$, радиус овала доверия $\alpha_{95}=25.0^\circ$, фактор $Q=0.58$ ед. Результаты необходимы для корректной интерпретации данных гравимагниторазведки района [6].

2. U-Pb возраст изученных цирконов свидетельствует о раннепермском возрасте дайки: 289.6 ± 4.4 млн лет (рис. 1, б), что не согласуется с ее синметаморфическим генезисом [4, 5, 7]. С другой стороны, он хорошо коррелируется с пермским возрастом и палеомагнитными данными ранее изученных даек западного побережья оз. Байкал [8, 9]. Таким образом, дайку можно рассматривать как постколлизционную.

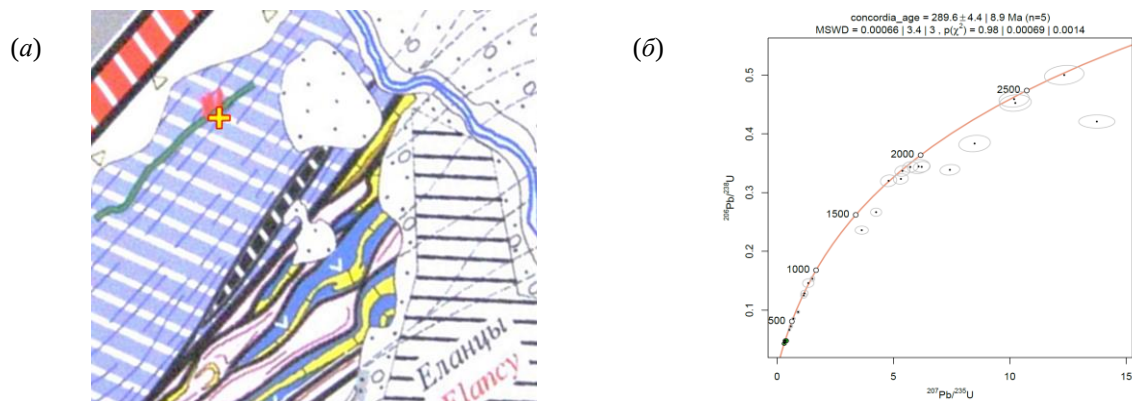


Рис. 1. Положение дайки долеритов на Аэрокосмической карте Приольхонья (а) и результат U-Pb датирования по цирконам (б).

3. Анизотропия магнитной восприимчивости дайки не соответствует «дачному» геотипу: плоскость магнитного расслоения практически перпендикулярна СВ простиранию дайки (рис. 2, а), что может быть связано с наложенными тектоническими процессами (стрессом), поэтому не исключена метахронная (динамическая) природа I_p .

4. Согласно геохимическим данным [4] минералы-носители намагниченности относятся к титаномагнетитовой серии, что согласуется с результатами дифференциального термомагнитного анализа – точка Кюри $T_k=580^\circ\text{C}$ (рис. 2, в).

5. Зерна минералов-носителей намагниченности характеризуются псевдо-однодоменной структурой (рис. 2, б), что может быть благоприятным признаком сохранности палеомагнитной информации.

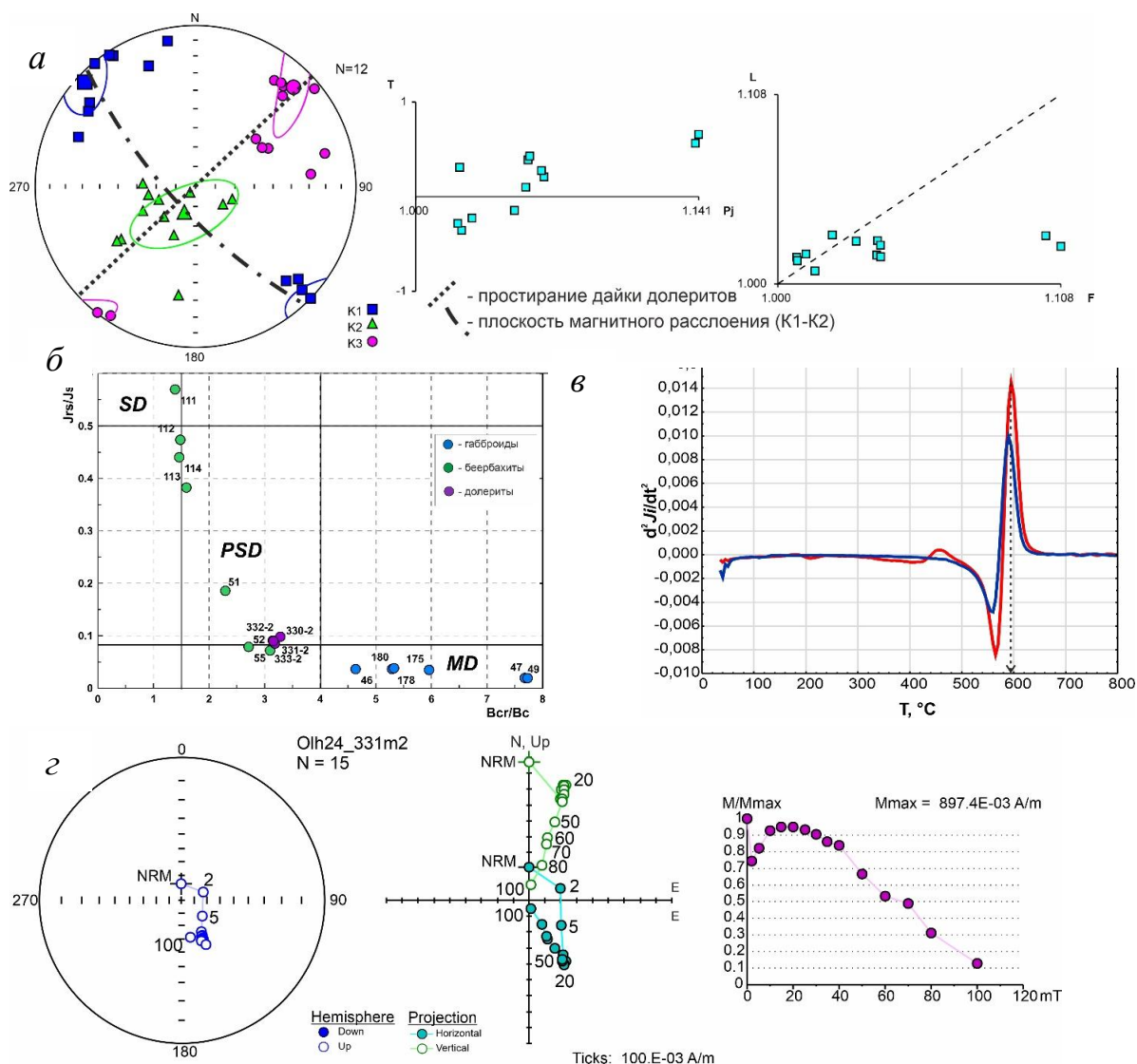


Рис. 2. Результаты лабораторных исследований дайки долеритов, пос. Еланцы. *a* – анизотропия магнитной восприимчивости (K1, K2 и K3 – полуоси эллипсоида, соответственно, длинная, средняя и короткая); *б* – диаграмма Дя (SD, PSD, MD – области распределения, соответственно, одно-, псевдоодно- и многодоменных зерен); *в* – термоманитогрмма дифференциального термоманитного анализа (красная/синяя линия – процесс нагрева/ охлаждения); *г* – компонентный палеомагнитный анализ **In**.

6. В ходе лабораторных размагничиваний переменным магнитным полем и температурой [3] получены палеомагнитные характеристики (таблица, рис. 2, г).

В настоящее время полученный по дайке виртуальный геомагнитный полюс можно рассматривать для двух вариантов: первый – как раннепермский, второй – относительно молодой, соответствующий заложению Байкальской рифтовой зоны.

Петро- и палеомагнитные исследования по изучению коллизийной зоны продолжаются, что может быть важно для уточнения палеогеодинамических реконструкций юга Сибирской платформы [8–10].

Палеомагнитные данные по дайке долеритов (географическая система координат)

Объект	n	D (°)	J (°)	k	α_{95} (°)	Φ (°)	Λ (°)	dp/dm (°)	fm (°)
Обн. 24–60, дайка постколлизийная, долериты	7	158	–72	12.4	17.9	77	48	28.3/31.8	58

П р и м е ч а н и е. n – количество образцов, участвующих в статистике. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: D – склонение, J – наклонение, k – кучность, α_{95} – овал доверия с вероятностью 95 %. Виртуальный геомагнитный полюс: Φ – широта; Λ – долгота; dp/dm – полуоси овала доверия; fm – палеоширота.

- [1] Константинов К.М., Скляр Е.В., Косарева Л.Р., Лавренчук А.В., Пушкарёв Е.В., Константинов Г.К. и др. Петрофизические исследования магматических и метаморфических комплексов Ольхонского геодинамического полигона // *Науки о Земле и недропользование*. 2025. Т. 48, № 1. С. 24–49. doi:10.21285/2686-9993-2025-48-1-24-49.
- [2] Мазукабзов А.М., Федоровский В.С. Коллизионный шов системы Сибирский кратон – Ольхонский террейн в Западном Прибайкалье // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (17–20 октября 2017 г.)*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 174–175.
- [3] Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- [4] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкоhub Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // *Доклады РАН*. 2001. Т. 381, № 4. С. 522–527.
- [5] Хромых С.В. Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизионных систем (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 21 с.
- [6] Турутанов Е.Х. Морфология базитовых интрузий Ольхонского региона по гравимагнитным данным (Западное Прибайкалье). Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2011. 208 с.
- [7] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., et al. The Ol'khon collision system (Baikal region) // *Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: northeastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480)*. Irkutsk: IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.
- [8] Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.A., De Waele B., Mazukabzov A.M. Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian palaeomagnetic pole from the Siberian craton // *Geophysical Journal International*. 2006. V. 167. P. 649–658.
- [9] Константинов К.М., Хузин М.З., Гладкоhub Д.П. Позднепалеозойская естественная остаточная намагниченность дайковых роев юга Сибирской платформы // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (16–20 октября 2006 г.)*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. Вып. 4. С. 171–174.
- [10] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., et al. 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.



ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, С.Д. Великославинский

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

В результате геологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований намечена принципиальная схема геологического развития Алданского щита в раннем докембрии.

3.20–3.33 млрд лет. Формирование протолитов тоналит-трондьемитовых ортогнейсов западно-алданского (3335 ± 3 млн лет) и олекминского (3212 ± 8 млн лет) комплексов в результате переработки континентальной коры с возрастом 3.5–3.8 млрд лет и проявления корообразующих процессов в интервале 3.2–3.3 млрд лет. Образование системы континентальных микроплит, разделенных океаническими бассейнами.

3.01–3.20 млрд лет. Накопление осадочно-вулканогенных толщ Темулякитского (островная дуга) и Токко-Ханинского (активная континентальная окраина и (или) островная дуга) зеленокаменных поясов. Столкновение Восточно-Олекминской, Чаруодинской и Токкинской континентальных микроплит (формирование Олекминской континентальной микроплиты) и образование глубинных пластических надвигов Восточно-Олондинской системы.

2.76–3.01 млрд лет. Формирование осадочных и осадочно-вулканогенных толщ Тарынахского зеленокаменного пояса, Тасмиелинского тектонического фрагмента Темулякитского зеленокаменного пояса и Тунгурчинского зеленокаменного пояса в обстановках активной континентальной окраины и (или) островной дуги и Субганского зеленокаменного пояса в обстановке островной дуги. Образование протолитов тоналит-трондьемитовых ортогнейсов, внедрение многофазных габбро-диорит-тоналит-трондьемитовых, габбро-диорит-тоналитовых интрузий и однофазных интрузий тоналитов (3001 ± 3 – 3016 ± 8 млн лет), а также интрузий биотитовых гранитов, гранодиоритов, субщелочных гранитов и субщелочных гранодиоритов (активная континентальная окраина). Аккреция Субганской островной дуги к Алданской континентальной микроплите, столкновение Западно-Олекминской, Олекминской и Алданской континентальных микроплит (образование Олекмо-Алданской континентальной микроплиты) и формирование глубинных пластических надвигов Темулякитской и Тунгурчинской систем.

2.73–2.76 млрд лет. Становление интрузий биотитовых субщелочных гранитов Π_2 (2738 ± 8 – 2751 ± 8 млн лет), постколлизийных по отношению к образованию Олекмо-Алданской континентальной микроплиты.

2.60–2.68 млрд лет. Внедрение биотитовых субщелочных гранитов и гранодиоритов (2608 ± 15 млн лет), а также Желтуктинского (2650 ± 30 млн лет), Алтуальского (2614 ± 7 млн лет) и Желуйского (2627 ± 16 млн лет) массивов Курультинского блока зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области, по-видимому постколлизийных по отношению к столкновению этого блока с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой.

2.40–2.60 млрд лет. Накопление осадочно-вулканогенных толщ Булгуняхтахского зеленокаменного пояса (континентальный рифт). Формирование анорогенных гранитов нелюкинского комплекса (2398 ± 4 – 2522 ± 2 млн лет). Начало накопления терригенных отложений амедичинской и курумканской толщ алданского гранулит-гнейсового мегакомплекса.

2.01–2.24 млрд лет. Внедрение даек пикритов с возрастом 2202 ± 41 млн лет. Образование впадин, выполненных терригенными отложениями удоканского комплекса. Становление интрузий анорогенных гранитов катугинского комплекса (2066 ± 6 млн лет). Формирование Батомгской континентальной микроплиты в результате амальгамации раннепротерозойских островных дуг (образование Учурской континентальной микроплиты). Начало накопления терригенных отложений холболахской толщи алданского гранулит-гнейсового мегакомплекса (пассивная окраина Учурской континентальной микроплиты).

1.99–2.01 млрд лет. Накопление осадочных и осадочно-вулканогенных отложений Балаганского зеленокаменного пояса, а также чугинской, федоровской и сеймской толщ алданского гранулит-гнейсового мегакомплекса, становление многофазных габбро-диорит-тоналит-трондьемитовых интрузий унгринского комплекса (2016 ± 5 млн лет) и формирование протолитов тоналит-трондьемитовых ортогнейсов тимптонского комплекса (2011 ± 2 млн лет) в геодинамической системе активная окраина Олекмо-Алданской континентальной микроплиты – Федоровская островная дуга. Аккреция Федоровской островной дуги к Олекмо-Алданской континентальной микроплите и формирование глубинных пластических надвигов Федоровской, Чугинской, Тунгурчаканской и Ченченской систем. Внедрение синтектонических интрузий субщелочных кварцевых диоритов и субщелочных диоритов (1993 ± 1 млн лет).

1.95–1.97 млрд лет. Становление интрузий биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов, субщелочных гранитов и лейкогранитов джалтундинского комплекса (1966 ± 4 млн лет) и гиперстенсодержащих гранитов и субщелочных гранитов (1950 ± 2 млн лет), постколлизийных по отношению к столкновению Федоровской островной дуги и Олекмо-Алданской континентальной микроплиты.

1.92–1.95 млрд лет. Накопление осадочно-вулканогенных отложений иджекской и кюриканской толщ алданского гранулит-гнейсового мегакомплекса (активная окраина Олекмо-Алданской континентальной микроплиты).

Столкновение Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и пассивной окраины Учурской континентальной микроплиты (формирование Алданской континентальной плиты). Образование Тимптонского глубинного пластического надвига, разрывных нарушений Амгинской системы и глубинных пластических надвигов Восточно-Олекминской системы. Становление интрузий биотит-гиперстен-амфиболовых кварцевых диоритов и тоналитов (1925 ± 5 млн лет), биотит-, амфибол-, диопсид- и гиперстенсодержащих субщелочных гранитов и лейкогранитов, формирование протолитов гиперстен-биотитовых тоналит-трондьемитовых ортогнейсов (1918 ± 1 млн лет). Образование Нижнетимптонской и Суннагинской куполовидных структур и системы открытых складок, завершающих структурную эволюцию докембрийских комплексов Алданского щита.

1.89–1.92 млрд лет. Внедрение интрузий гранитоидов амутского комплекса (1899 ± 6 млн лет) и его возрастных и структурно-возрастных аналогов – биотитовых гранитов (1901 ± 1 млн лет), лейкогранитов (1907 ± 15 млн лет) и чарнокитов Усть-Иджеского массива (1916 ± 10 млн лет).

1.87 млрд лет. Становление интрузий гранитов кодарского комплекса (1873 ± 2 – 1876 ± 4 млн лет), скорее всего, отвечающее заключительным этапам проявления коллизийных процессов, обусловленных столкновением Алданской и Джугджуро-Становой континентальных плит.

1.70–1.74 млрд лет. Формирование анорогенного улканского вулканоплутонического комплекса.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГГД РАН FMUW-2025-0002.



ИЗОТОПНЫЙ (C, O, Sr) СОСТАВ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ НИЗОВ БАРАТАЛЬСКОЙ СЕРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Б.Б. Кочнев^{1,2}, Н.И. Ветрова², Е.В. Ветров³, Г.А. Карлова¹

¹ Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, kochnevvbb@ipgg.sbras.ru

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

³ Москва, ООО «УК Полюс»

Баратальская серия (ранее свита) широко распространена на юго-востоке Горного Алтая, где рассматривается как реликт древнейших из сохранившихся в геологической летописи карбонатных шапок океанических поднятий не только в пределах региона, но и всего Центрально-Азиатского подвижного пояса. Известняки нижней части баратальской серии залегают на базальтах океанической (MORB-OIB) природы, кластическая примесь в них представлена обломками тех же базальтов либо кремней. В зависимости от глубины накопления выделяются вершинные, склоновые и глубоководные фации известняков, различающиеся по набору осадочных текстур. Возраст этих толщ в стратотипической местности (Баратальский террейн) определен достаточно условно как вендско-раннекембрийский по Ag-Ag датировкам из подстилающих метаморфизованных базитов, а также на основе корреляции с разрезами Катунского блока, где есть находки ископаемых остатков [1, 8].

Для уточнения условий накопления и возраста отложений нами было проведено изучение содержаний Ca, Mg, Fe, Mn, Sr, редких и редкоземельных элементов и изотопного состава C, O и Sr в трех разнофациальных разрезах низов баратальской серии, где ее соотношение с подстилающими океаническими базальтами наименее нарушено тектонически (разрезы «Аккая», «Курай» и «Чаган-Узун»). Изученные породы представлены известняками, иногда доломитистыми, содержание некарбонатной примеси не превышает 10 %. Содержание Fe варьируется от 82 до 3818 мкг/г, Mn – от 41 до 2322 мкг/г, Sr – от 139 до 3123 мкг/г. Каждый из трех изученных разрезов имеет определенную геохимическую специфику: карбонаты разреза «Аккая» заметно обогащены фосфором, «Аккая» и «Чаган-Узун» – стронцием, «Чаган-Узун» – железом, а «Курай» – марганцем в сравнении с другими. Спектры распределения РЗЭ, нормированные на PAAS, демонстрируют в основном отрицательный наклон кривой распределения ((La/Yb)_n=0.14...1.03) и заметные вариации как в общей концентрации этих элементов, так и в степени выраженности положительной Eu/Eu* (0.79...1.73) и отрицательной Ce/Ce* (0.51...0.92) аномалий.

Разброс измеренных величин $\delta^{13}\text{C}$ достигает почти 20 ‰ (–14.8...+4.6 ‰ V-PDB); значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируются от 16.9 до 25.2 ‰ V-SMOW. Корреляция между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для изученных разрезов практически отсутствует, как и между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и соотношением Fe/Sr. Чуть более выражена отрицательная корреляция между величиной $\delta^{13}\text{C}$ и соотношением Mn/Sr в разрезах «Аккая» и «Курай». Значения $\delta^{18}\text{O}$ имеют выраженную отрицательную зависимость от соотношения Fe/Sr в разрезе «Аккая», а также от соотношения Mn/Sr в разрезах «Аккая» и «Чаган-Узун». Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для разреза «Аккая» лежит в достаточно узком интервале и составляет 0.70818...0.70836. В разрезе «Курай» величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируется в широком диапазоне – от 0.70710 до 0.70828, образуя нисходяще-восходящий тренд. В разрезе «Чаган-Узун» разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ еще выше и составляет от 0.70662 до 0.70836 с явным ростом вверх по разрезу. Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ слабо коррелируют с соотношением Fe/Sr; более выражена отрицательная корреляция с соотношением Mn/Sr. Корреляция между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и величиной $\delta^{13}\text{C}$ проявлена лишь для разреза «Чаган-Узун». Наиболее четко для всех трех разрезов проявлена положительная корреляция между величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Геохимические и изотопные характеристики известняков как минимум в двух разрезах («Курай» и «Чаган-Узун») не согласуются с традиционными моделями постседиментационных изменений осадочных карбонатных пород, согласно которым в ходе литогенеза, диагенеза и эпигенеза значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них обычно возрастают, а величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, как правило, снижаются, сопровождаясь ростом концентраций Fe и Mn [2 и др.]. Основной причиной для этого

могли быть гидротермальные флюиды, связанные с подстилающими базальтами. Современные OIB и MORB и связанные с ними гидротермы имеют низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, приближенные к мантийным [4]. Базальты, подстилающие баратальские известняки, также имеют величину $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7023 до 0.7057 [3]. Кроме низких в сравнении с морской водой соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, эти растворы также имели низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, повышенные концентрации марганца и отчасти железа. Подобные баратальским кайнозойские карбонаты описаны в областях разгрузки гидротермальных флюидов в зоне субдукции на северо-западной окраине Тихоокеанской плиты [6]. Эти породы с аномально низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ одновременно характеризуются пониженными величинами $\delta^{18}\text{O}$, а также повышенными концентрациями Mn, что наблюдается в разрезах «Курай» и «Чаган-Узун». Очевидно, что влияние гидротермальной активности на карбонатные осадки было неравномерным в пространстве. Такое неравномерное чередование карбонатов наблюдается в нижних 6 м разреза «Курай», где значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ меняются от 0.70591 до 0.70752 [7]. Таким образом, для оценки первичного изотопного состава стронция в палеобассейне в данном случае нет смысла использовать минимальные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, поскольку они в значительной степени являются результатом внешнего воздействия.

Низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в баратальских карбонатах можно было бы связать с более древним, чем предполагается по имеющимся оценкам, возрастом. Однако в разрезе «Курай» в 16 м от основания, где величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.70735, обнаружены мелкокоралловые окаменелости *Cambrotubulus* sp., которые не известны в отложениях с возрастом древнее 550 млн лет. Для этого стратиграфического уровня известны в других разрезах значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не опускаются ниже 0.7079 [2]. Возможной причиной аномально легкого изотопного состава стронция мог бы быть изолированный характер бассейна. Однако о том, что баратальские известняки накапливались в обстановках открытого океана, свидетельствуют спектры распределения РЗЭ, согласно которым изучаемые породы лежат в полях отложений дна открытого океана либо океанических поднятий [9].

Различия в изотопном составе известняков в трех изученных разрезах могут свидетельствовать об их разновозрастности. Так, по изотопным характеристикам для разреза «Аккая» ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0.70818$; $\delta^{13}\text{C} \sim 0$ ‰) возможный возраст карбонатов может быть оценен в достаточно широком интервале – от позднего венда до раннего кембрия (550–520 млн лет). Низкие (ниже –5.6 ‰) значения $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе «Курай» могут отвечать одному из негативных С-изотопных событий вблизи границы эдиакария и кембрия Международной хроностратиграфической шкалы – это либо экскурс BACE (около 540 млн лет), либо более древний экскурс BANE, датируемый около 550 млн лет [5]. Известняки разреза «Чаган-Узун», в которых разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет от 0.70662 до 0.70836, а $\delta^{13}\text{C}$ от –2.6 до +4.6 ‰, если сравнивать их с эталонными кривыми для «нормальных» бассейнов, могли накапливаться в диапазоне от 800 млн лет до раннего кембрия [2, 5]. Однако с учетом влияния на изотопный состав стронция подстилающих базальтов возраст осадочных пород, скорее всего, также близок к переходному интервалу венда – кембрия. Вместе с тем различия в изотопном составе углерода указывают на геохимическую разобщенность осадочных бассейнов, в которых формировались изученные карбонаты, что с учетом глобальных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ может указывать на длительное, до первых десятков миллионов лет, время накопления карбонатных шапок океанических поднятий в составе Баратальского террейна.

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 23-77-10035, <https://rscf.ru/project/23-77-10035/>.

- [1] 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.
- [2] 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.
- [3] Сафонова И.Ю. Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Западной Пацифики: Дис... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 444 с.
- [4] Allègre C.J., Louvat P., Gaillardet J., Meynadier L., Rad S., Capmas F. The fundamental role of island arc weathering in the oceanic Sr isotope budget // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 292. P. 51–56.
- [5] Bowyer F.T., Zhuravlev A.Yu., Wood R., Shields G.A., Zhou Y., Curtis A., Poulton S.W., Condon D.J., Yang C., Zhu M. Calibrating the temporal and spatial dynamics of the Ediacaran radiation of animals // Earth-Science Reviews. 2022. V. 225. 103913.

- [6] Joseph C., Torres M.E., Martin R.A., Haley B.A., Pohlman J.W., Riedel M., Rose K. Using the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of modern and paleoseep carbonates from northern Cascadia to link modern fluid flow to the past // *Chemical Geology*. 2012. V. 334. P. 122–130.
- [7] Nohda S., Wang B.-S., You C.-F., Isozaki Y., Uchida Y., Buslov M.M., Maruyama S. The oldest (Early Ediacaran) Sr isotope record of mid-ocean surface seawater: Chemostratigraphic correlation of a paleo-atoll limestone in southern Siberia // *Journal of Asian Earth Science*. 2013. V. 77. P. 66–76.
- [8] Ota T., Utsunomiya A., Uchida Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 30. P. 666–695.
- [9] Zhang K.-J., Li Q.-H., Yan L.-L., Zheng L., Lu L., Zhang Y.-X., Hui J., Jin X., Tang X.-C. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 167. P. 27–46.



ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА СИБИРИ

Д.А. Кошкарёв¹, А.Г. Дорошкевич², И.Р. Прокопьев², Е.Ф. Летникова², И.С. Шарыгин³

¹ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Республика Саха (Якутия), KoshkarevDA@alrosa.ru

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

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Основная цель работ – изучение типоморфных особенностей минералов группы шпинели из различных по генезису пород юго-западной части Сибирской платформы для выявления индикаторных признаков глубинного магматизма. В результате проведенных исследований получена информация о генезисе и пространственном расположении щелочно-ультраосновных и основных интрузивных пород и высококалийных вулканитов в юго-западной части Сибирской платформы. Также был изучен материал тяжелой фракции аллювия современных водотоков и притоков рек Бирюса, Ия и Уда в пределах распространения магматических комплексов Бирюсинского Присяянья: Марского, Аршанского и Кременьшетского вулканических полей и байроновской свиты нижнего карбона.

Объекты исследования представляли собой: 1) дайки ультраосновных лампрофиров зиминского и большетагнинского комплексов неопротерозойского возраста, среднезиминского карбонатитового комплекса девонского возраста (включая трубки взрыва) (Ильбокич, Красноярский край) и триасовых магматитов чадобецкого комплекса (бассейн рек Чуктукон, Терины) и кора выветривания по ним; 2) хушминский карбонатит-мельтейгит-пикритовый комплекс (трубка Белая Горка, Красноярский край); 3) дайки мезозойского возраста (район пос. Шелехово, Иркутская область); 4) трахиты, трахидолериты, долериты позднерифейского возраста (от р. Тагул до р. Ия, палеовулканы Бирюсинский, Марский, Аршанский, Кременьшетский, Тайшетский, Изанский, Слюдянский (Иркутская область); 5) огнитский дунит-верлитовый комплекс (Гутара-Удинское междуречье); 6) офиолитовые комплексы Восточного Саяна (дунжугурский, оспинский, ехэ-шигнинский комплексы, в т. ч. кора выветривания (бокситы кембрия) по ним.

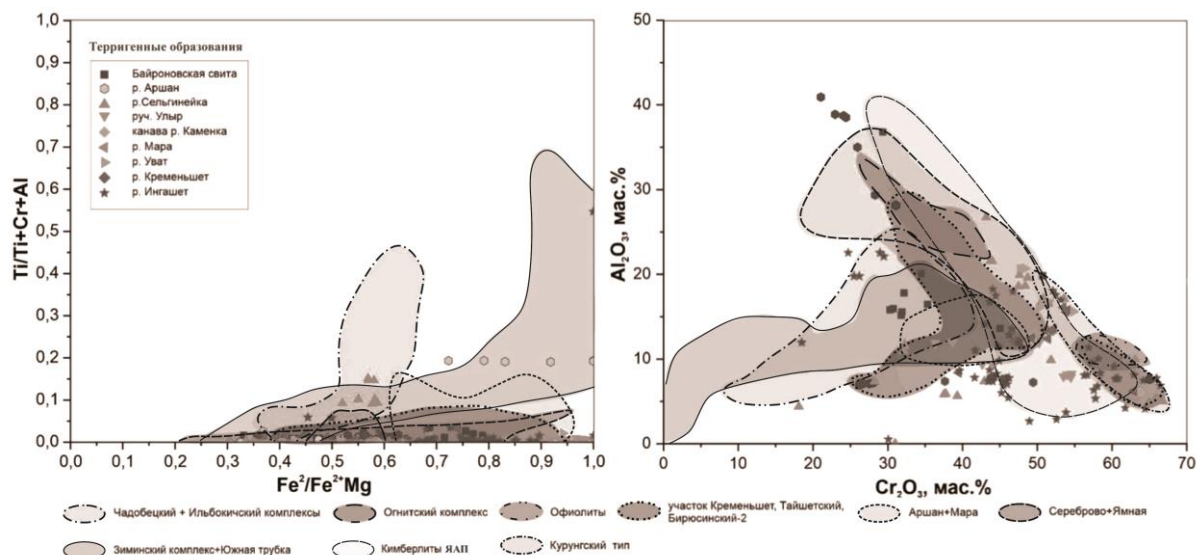
Во всех вышеперечисленных объектах среди акцессорных минералов установлен хромит (кроме осадочных пород палеозоя и рифея, для которых подобные исследования не проводились, но установлено присутствие обширной популяции цирконов с возрастом 600–650 млн лет).

На основе полученных аналитических данных проведен сравнительный анализ микрокомпонентного состава шпинелидов из различных типов пород Бирюсинского Присяянья, Восточного Саяна, Чадобецкого поднятия и чапинского комплекса, а также выполнено сравнение данных по шпинелидам с характеристиками минералов группы шпинели из кимберлитов Якутской алмазональной провинции (ЯАП) – трубки Айхал, Мир, Интернациональная, Комсомольская.

Значения для шпинелидов из пород офиолитовых комплексов Восточного Саяна на диаграмме Митчелла ложатся в узкую область со значениями $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ около 0.4 при очень низких (близкие к нулю) отношениях $Ti/Ti+Cr+Al$ (рисунок).

Минералы из породы Огнитского дунит-верлитового комплекса, так же как и шпинелиды из пород офиолитовых комплексов Восточного Саяна, характеризуются низкими значениями $Ti/Ti+Cr+Al$ (не превышающими 0.05), отличаясь от последних более широкими вариациями $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$. Схожие вариации показывают и шпинелиды коры выветривания (боксонская свита).

Шпинелиды из трахитов, трахидолеритов, долеритов участков Бирюсинский 2, Кременьшетский, Тайшетский, пос. Сереброво, р. Ямная характеризуются схожими трендами эволюции составов, соответствующими титаномagnetитовому тренду Митчелла. На этом же тренде располагаются значения для ксеногенного хромита из высококалийных вулканитов р. Мара и района пос. Аршан.



Диаграммы $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$ vs $\text{Ti}/\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Al}$ и Cr_2O_3 vs Al_2O_3 (мас. %) для шпинелидов из шлихов различных типов пород Бирюсинского Присяянья, Восточного Саяна и Чадобецкого поднятия. Шпинелиды из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (трубки Айхал, Мир, Интернациональная, Комсомольская по Venier et al., 2022).

Значения для шпинелидов из ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса, включая трубку Южная, также ложатся в область титаномagnetитового тренда Митчелла, имея отличающуюся от минералов основных вулканитов и даек долеритов конфигурацию тренда.

Шпинелиды чадобецкого и ильбокичского комплексов показывают тренд эволюции составов, занимающий промежуточное положение между ульвошпинелевым и титаномagnetитовым трендами Митчелла.

Минералы из аллювиальных отложений в основном характеризуются низкими $\text{Ti}/\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Al}$ отношениями при варьирующихся $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$ значениях от 0.3 до 1.0 (рисунок). Исключением являются шпинелиды из шлихов р. Сельгинейка, часть значений которых тяготеют к тренду шпинелидов из ультраосновных лампрофиров.

На диаграмме отношений Cr_2O_3 vs Al_2O_3 (мас. %) минералы из пород офиолитовых комплексов Восточного Саяна занимают локальное поле вариаций содержаний Cr_2O_3 (55–65 мас. %) и Al_2O_3 (8–12 мас. %) и частично ложатся в поле состава минералов для кимберлитов ЯАП и так называемого «курунгского типа» (распространены в ореолах минералов-индикаторов кимберлитов, но не имеют с ними генетической связи, отличаются от кимберлитовых хромшпинелей по морфологическим признакам и очень слабо по химическому составу) (рисунок). Шпинелиды боксонской серии лежат на продолжении тренда эволюции составов офиолитов, характеризуясь понижением Cr и увеличением Al (рисунок). Шпинелиды из конгломератов Хужирского месторождения характеризуются высоким содержанием Cr_2O_3 (от 55 до 67 мас. %), при достаточно низких Al_2O_3 (до 10 мас. %) (рисунок), что отличает их от минералов из пород офиолитовых комплексов Восточного Саяна. При этом значения для шпинелидов из конгломератов Хужирского месторождения ложатся в поле минералов «курунгского типа». Минералы из пород огнитского дунит-верлитового комплекса показывают вариации состава с закономерным понижением Cr_2O_3 (от 50 до 15 мас. %) и увеличением Al_2O_3 (от 5 до 47 мас. %) (рисунок).

Для трахитов, трахидолеритов и долеритов участков Кременьшетский, Бирюсинский 2 и Тайшетский большинство значений группируются в поле с содержанием Cr_2O_3 около 40–45 мас. % и Al_2O_3 около 12–17 мас. % (рисунок). От этой группы намечается два тренда изменения составов шпинели: 1) с понижением Cr и увеличением Al и 2) с одновременным понижением Cr и Al. На второй тренд эволюции составов шпинелидов с понижением Cr и Al также ложатся значения для минералов из высококалийных вулканитов р. Мара и участка Аршан. Стоит отметить, что в породах участка Бирюсинский 2 также присутствует группа шпинели с высоким содержанием Cr_2O_3 (55–67 мас. %) и достаточно низкими Al_2O_3 (4–10 мас. %), значения для которых ложатся в поле для кимберлитов ЯАП и «курунгского типа».

Проведенные исследования состава (основные компоненты и редкие элементы) шпинелидов из шлихов, различных типов пород Бирюсинского Присяяня, Восточного Саяна, Чадобецкого поднятия и чапинского комплекса показали широкие вариации значений. Для определения более информативных сравнительных характеристик и выявления критериев типизации шпинелидов потенциально алмазонасных пород необходимо провести дополнительную статистическую обработку геохимических данных, включая факторный и кластерный анализ.

Установлено, что составы, в том числе, редкоэлементные, шпинелидов из офиолитов и магнезиохромитов из ультраосновных лампрофиров зиминского (в том числе, трубка Южная), чапинского, чадобецкого и ильбокичского комплексов схожи с таковыми для типичных кимберлитов ЯАП (Айхал, Мир, Интернациональная, Комсомольская) и с хромитами «курунгского типа». Часть составов шлихов р. Мара имеет значения, аналогичные составам магнезиохромитов трубки Южная (зиминский комплекс).

Обращает на себя внимание установленная схожесть составов основных компонентов и редких элементов части шлихов рек Ингашет, Сельгинея и канавы р. Каменка с таковыми «курунгского типа». Кроме того, шпинелиды из конгломератов Хужирского месторождения по содержанию основных компонентов ложатся в поле минералов «курунгского типа» и схожи по составу с минералами части шлихов рек Ингашет, Сельгинея и Каменка.

Наличие шпинелидов в шлиховых пробах с установленными генетическими характеристиками микро-и макрокомпонентного состава указывает на присутствие тел родственных кимберлитам щелочно-ультраосновных лампрофиров в верховьях рек Ингашет, Сельгинея и р. Каменка, что требует проведения дополнительных работ. В качестве одного из перспективных рекомендуем участок с канавой у р. Каменка.

Особого внимания требует полученная информация по составу шпинелидов чапинского комплекса (Енисейский кряж) и магнезиохромитов трубки Южной (зиминский комплекс). Генетические характеристики шпинелидов этих объектов схожи с данными по кимберлитам ЯАП и требуют дальнейших исследований.



ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ КАДРИНСКОЙ СВИТЫ ГОРНОАЛТАЙСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

А.К. Крутикова^{1,2}, И.Ю. Сафонова^{1,2}, А.А. Перфилова², О.Т. Обут³

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, a.krutikova20@gmail.com
inna03-64@mail.ru

² Новосибирск, Новосибирский государственный университет, p.alina2808@mail.ru

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

Горноалтайская серия относится к структуре раннепалеозойского турбидитового палеобассейна Горного Алтая [1, 2], который находится в тектонических взаимоотношениях с окружающими раннекембрийскими (?) и позднеордовикско-силурийскими терригенными породами. Она распространена в пределах Чарышско-Инской, Талицкой и Ануйско-Чуйской структурно-фациальных зон (СФЗ) [2]. В ее состав входят отложения кудатинской (C_{2-3}) и кадринской (C_3-O_1) свит Ануйско-Чуйской СФЗ и засурийской свиты (C_3-O_1) Чарышско-Инской и Талицкой СФЗ. Граница между кудатинской и кадринской свитами проведена условно по появлению в разрезе в заметных количествах пестро- или лиловоокрашенных пород. В кудатинской свите преобладают зелено-серые мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Кадринская отличается более грубозернистыми незрелыми и слабо сортированными пестрыми осадками грауваккового состава [1]. Известковистость пород увеличивается вверх по разрезу, что указывает на различную глубину накопления осадков – от глубоководных к более мелководным [1]. В разрезах этих свит не описаны кремнистые породы, которые присутствуют в разрезах засурийской свиты, которая рассматривается либо в составе горноалтайской серии [2, 3], либо как Засурийский аккреционный комплекс (АК) [4, 5]. Сложное строение всех СФЗ и высокая степень деформации пород затрудняет достоверное определение возраста рассматриваемых свит по палеонтологическим данным.

Были детально изучены разрезы кадринской свиты на участках Усть-Кан и Шебалино, на которых наблюдается чередование крутопадающих пачек, состоящих из аргиллитов, алевролитов и песчаников с текстурами активной динамики среды осадконакопления. Между пачками возможны тектонические контакты. Глинистые аргиллиты темно-зеленого или лилового цвета, сильно рассланцованные. Песчаники светло- или темно-серого цвета, плохо сортированные, обломки угловатые. Граувакковая природа песчаников и субвертикальное залегание слоев предполагают аккреционную природу кадринской свиты [1]. Распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов для образца с уч. Усть-Кан имеет унимодальный характер с главным пиком на уровне 513 млн лет (ранний кембрий). Для образца песчаника с уч. Шебалино получен бимодальный характер распределения возрастов с пиками на 515 и 490 млн лет (ранний и поздний кембрий). Цирконы с докембрийским возрастом отсутствуют во всех образцах. Максимальный возраст осадконакопления, который оценивался по самым молодым цирконам из песчаников уч. Усть-Кан и Шебалино, составляет примерно 489 и 479 млн лет соответственно.

Петрографическое изучение показало, что все песчаники содержат обломки вулканических пород основного и кислого состава, кремнистых осадочных пород, кварца и полевого шпата. По классификации Шутова [6] песчаники с уч. Усть-Кан соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам, а песчаники с уч. Шебалино имеют повышенное содержание обломков пород, что соответствует грауваккам. Для песчаников с уч. Усть-Кан характерен известковистый цемент. По классификации $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Na_2O/K_2O)$ песчаники являются граувакками. По индексам химического выветривания ($CIA=44-65$) и зрелости осадков ($ICV=2.4-3.1$) песчаники являются незрелыми, слабыветрелыми, что характерно для осадков первого цикла седиментации, коими и являются граувакки. Песчаники с уч. Усть-Кан имеют более кислый валовый состав

($\text{SiO}_{2\text{ср.}}=63.9\%$), чем песчаники с уч. Шебалино ($\text{SiO}_{2\text{ср.}}=59.3\%$). По соотношению SiO_2 и породообразующих окислов отмечаются отрицательные тренды по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , которые характерны для магматических серий основного и среднего состава [7]. Спектры распределения концентраций редкоземельных элементов, нормированные на хондрит, и мультикомпонентные спектры, нормированные на примитивную мантию, для песчаников обоих участков ниже уровня РААС. Форма и уровень концентраций всех спектров схожи, но песчаники с уч. Усть-Кан более обогащены легкими РЗЭ ($\Sigma\text{LREE}_{\text{ср.}} = 61$), чем песчаники с уч. Шебалино ($\Sigma\text{LREE}_{\text{ср.}}=50$). На всех спектрах наблюдается отрицательная аномалия по Nb ($\text{Nb/La}_{\text{pm}}=0.2-0.5$, $\text{Nb/Th}_{\text{pm}}=0.2-0.5$), что характерно для магматических пород надсубдукционных обстановок. Для всех образцов установлены положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ (от +4.9 до +7.1) по валовой породе, что предполагает ювенильные характеристики мантийных источников магматических пород в области сноса.

Геологическое положение песчаников, данные U-Pb цирконометрии, граувакковая природа и изотопно-геохимические характеристики предполагают, что песчаники кадринской свиты образовались при разрушении магматических пород раннекембрийской внутриокеанической дуги. Позднекембрийский пик на 490 млн, полученный только для одного образца, предполагает также участие материала, сносимого с позднекембрийской дуги, эрозия которой привела к формированию песчаников Засурийского АК [5]. Унимодальный характер распределения возрастов цирконов и положительный $\epsilon\text{Nd}(t)$ предполагают накопление песчаников кадринской свиты в преддуговом бассейне.

Работа выполнена при поддержке госзаданий (FSUS-2025-0008 – НГУ, 122041400044-2 – ИГМ СО РАН).

- [1] Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 551–570.
- [2] Сенников Н.В., Обут О.Т., Буколова Е.В., Толмачева Т.Ю. Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценка глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 10. С. 1488–1516.
- [3] Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурийской свиты // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 9. С. 1427–1444.
- [4] Крутикова А.К., Сафонова И.Ю., Обут О.Т., Перфилова А.А., Савинский И.А., Ган Б. Геологическое положение и вещественный состав песчаников листовенной и марчетинской свит засурийской серии Горного Алтая // Литосфера. 2024. Т. 24, № 4. С. 686–709.
- [5] Safonova I., Krutikova A., Perfilova A., Obut O., Kovach V., Kulikova A. Early Paleozoic juvenile crustal growth in the Paleo-Asian Ocean: A contribution from the Zasur'ya accretionary complex of NW Altai // Earth-Science Reviews. 2024. V. 249. 104648. doi:10.1016/j.earscirev.2023.104648.
- [6] Шутлов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
- [7] Tatsumi Y. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth // GSA Today. 2005. V. 15, № 7. P. 4–10.



ГРАНИТЫ ДАХОВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КAVKAZA) – ВОЗРАСТ, СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Н.Б. Кузнецов¹, Ю.А. Бишаев², Т.В. Романюк³, М.М. Буслов², С.Ю. Колодяжный¹,
Е.И. Махиня¹, К.И. Данцова⁴, А.А. Разумовский¹, М.А. Фидлер²

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

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, buslov@igm.nsc.ru

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

⁴ Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина, kristinadantsova@yandex.ru

В одном из последних номеров журнала «Геодинамика и тектонофизика» за 2025 г. будет опубликована статья [2], в которой рассмотрены механизмы экзугмации Даховского гранитно-метаморфического выступа палеозойского фундамента, экспонированного на дневной поверхности в пределах северного склона современного эпиплатформенного орогена Большого Кавказа (БК). Даховский выступ – горстообразная положительная структура (поднятие), расположенная в области сочленения центрального и западного сегмента БК. Здесь структуры палеозойского ядра БК выходят на поверхность из-под толщ киммерийского (нижняя – средняя юра) и альпийского (средняя юра – кайнозой) структурно-формационных комплексов. В современной структуре Даховского гранитно-метаморфического выступа центральное положение занимают поля распространения гранитоидов одноименного массива. Общие сведения о строении Даховского гранитоидного массива, характере его взаимоотношений с вмещающими кристаллическими образованиями, которые в совокупности образуют Даховский выступ, приведены в работах [2, 4, 8, 11]. В работе [11] отмечено, что в отношении Даховского выступа до проведения исследований, результаты которых изложены в этой работе, было принято полагать, что *«вместе с расположенными юго-восточнее Бескесским и Сахрайским выступами он образует фрагментарно обнаженное северное обрамление среднепалеозойского островодужного комплекса Передового хребта и традиционно считается допалеозойским ...»*.

Даховский гранитоидный массив с севера и частично с юга окаймлен метаморфическими образованиями – метаморфическим комплексом, в строении которого участвуют амфиболовые симплектиты, Gr-амфиболиты, Ер-сРх содержащие амфиболиты, Hbl сланцы, слюдяные микрогнейсы с реликтами порфировых структур, двуполевошпатовые Bt-Hbl гнейсы и Mu-Q сланцы, относимые к докембрию [4, 8]. Анализ минеральных парегенезов пород этой метаморфической ассоциации позволил дать оценку параметров метаморфизма (620 °C при P=8.0–9.5 кБар) [3].

К докембрию были отнесены не только вмещающие Даховский гранитоидный массив образования, но и сами эти гранитоиды. Представления об их докембрийском возрасте были основаны на полученных K-Ar методом в 70-е годы XX в. датировках в диапазоне 985–612 млн лет [6, 7]. Позднее полученная U-Pb датировка циркона из метааплитов, жилы которых залегают среди метаморфитов в северном контакте Даховского гранитоидного массива, составила 353±3 млн лет [11]. Это указывает на то, что возраст даховских гранитоидов не может быть древнее турнейского века. При этом их верхний возрастной предел установлен по K-Ar датировке роговой обманки из них 301±10 млн лет [11].

Кроме комплекса структурно-геологических исследований, результаты которых изложены в работе [2], мы провели U-Pb изотопное датирование кристаллов акцессорного циркона из гранитоидов Даховского массива для получения прямой изотопной оценки их возраста, а также изучение треков спонтанного деления ²³⁸U с целью реконструировать термальную историю Даховского массива.

Для определения U-Pb изотопного возраста даховских гранитоидов из них в карьере по добыче бутового камня, расположенном в южной периферической зоне правобережной части Даховского массива, в точке с координатами N44°08'42.65" и E40°08'25.29", была отобрана проба K22-023 начальным весом около 3 кг. Из нее в специализированной лаборатории ГИН РАН по стандартной методике было выделено около 80 кристаллов циркона. Циркон преимущественно

бесцветный, прозрачный, его размеры варьируются от 30 до 180 мкм. Некоторые кристаллы имеют игольчатую форму. Иногда циркон имеет форму, не типичную для правильно оформленных кристаллов, содержит включения и пустоты, демонстрирует признаки окатанности (при оценке окатанности мы используем подход, изложенный в статье [9]). Однако удалось отобрать 36 кристаллов или их частей, которые имеют признаки магматогенного происхождения (имеют вид правильных удлиненных призм с пирамидками на концах), в которых есть области $\varnothing > 20$ мкм, лишенные видимых включений, трещин, метамиктных зон и других нарушений. По таким кристаллам в ЦКП ГИН РАН было выполнено U-Pb датирование (LA-ICP-MS). После селекции аналитических результатов для кластера самых молодых датировок получена конкордантная оценка – 311.7 ± 1.18 млн лет (1σ) (рис. 1, А). На гистограмме и диаграмме KDE для 21 кондиционной датировки проанализированных кристаллов циркона из пробы K22-023 получено пиковое (частотный пик) значение 311.7 ± 0.6 млн лет (1σ) (рис. 1, Б). При этом взвешенный средний возраст составил 311.7 ± 1.3 млн лет (1σ). За датировку принято значение 312 ± 1 млн лет (1σ). Эта полученная возрастная оценка, по-видимому, в настоящее время представляет собой наилучшую и наиболее представительную датировку гранитоидов Даховского массива.

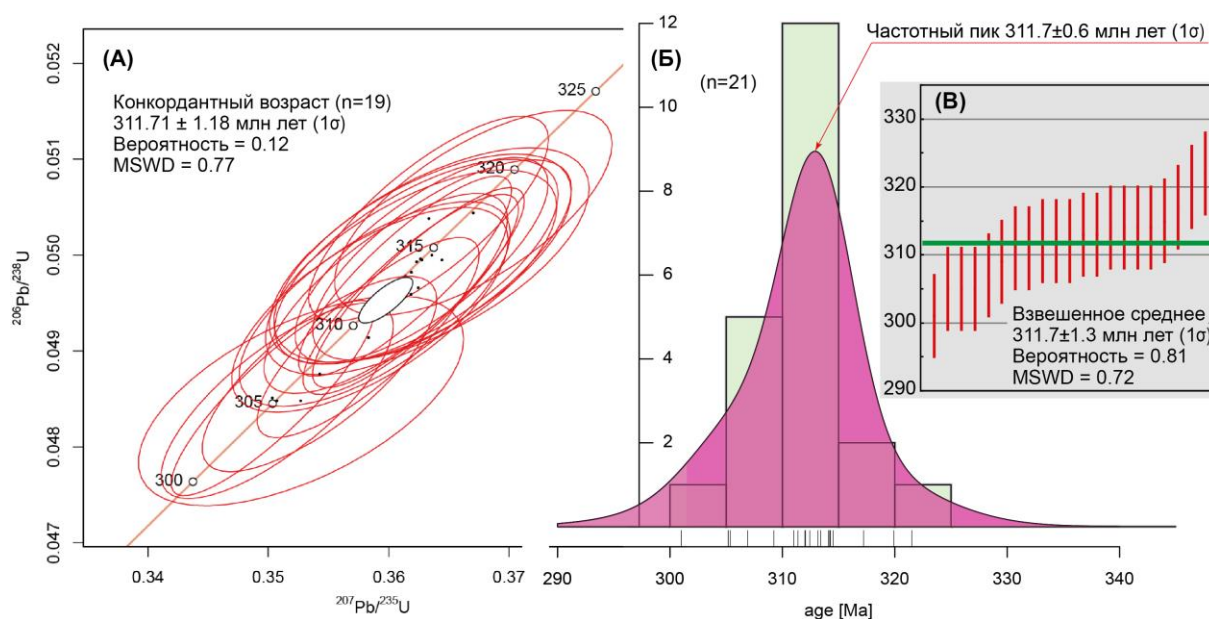


Рис. 1. Результаты U-Pb датирования кристаллов акцессорного циркона из гранитов Даховского массива (проба K22-023).

А – диаграмма с конкордией (красные незалитые эллипсы – результаты единичных измерений, белый залитый эллипс – конкордантное значение). Б – гистограмма и диаграмма KDE (kernel density estimation). В – диаграмма, иллюстрирующая взвешенный средний возраст.

Для проведения трекового изучения кристаллов апатита и реконструкции термальной истории Даховского гранитоидного массива на плоском отмытом р. Белой обнажении на левом ее берегу из гранитоидов южной периферической зоны массива в точке с координатами $N44^{\circ}09'17.33''$ и $E40^{\circ}07'6.63''$ была отобрана проба P25-14 начальным весом около 1.5 кг. Трековое исследование выполнено по стандартной методике [10, 12] с использованием аналитических возможностей ИГМ СО РАН и Казанского федерального университета [1]. Измерение длины треков проведено при помощи ПО DpxView для фото-видео камеры InfinityX. По результатам измерений построена гистограмма распределения значений длины треков. В участках кристаллов апатита с подсчитанными плотностью и длиной треков методом ICP-MS (ThermoFisher Scientific iCAP Qc с приставкой лазерной абляции NWR213) измерено содержание ^{238}U . Обработка результатов масс-спектрометрического анализа проведена в ПО Iolite 3.65, с использованием в качестве репера ^{43}Ca . В итоге построены графики, отображающие изменения температурного режима породы во времени (t , T). Моделирование термальных историй на основе результатов трекового анализа проведено с помощью ПО HeFTy (1.8.2) [13, 14]. При интерпретации графиков термальной эволюции принято значение геотермального градиента $30\text{--}25$ $^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Термальная история Даховского гранитоидного массива представлена на рис. 2.

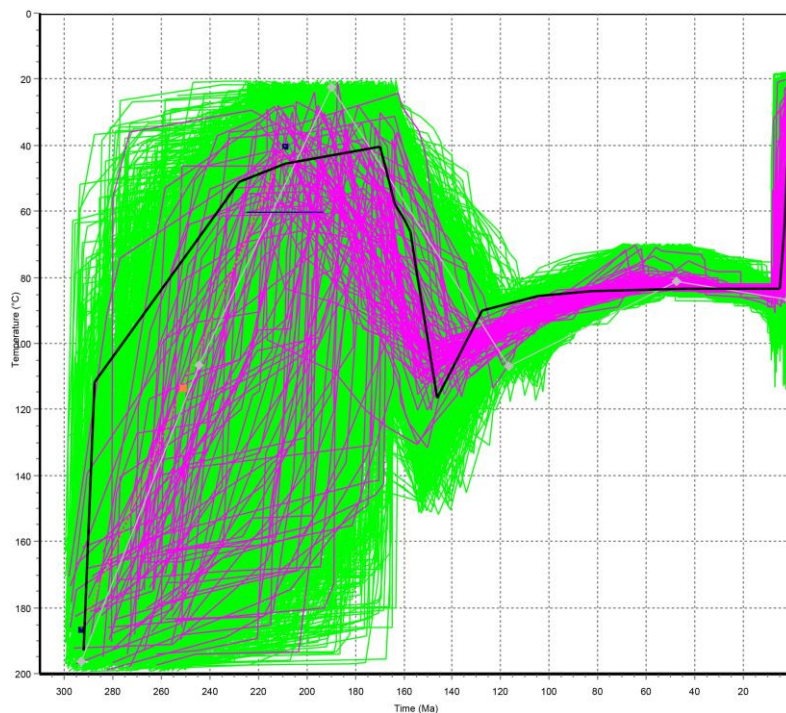


Рис. 2. Реконструкция термальной истории Даховского гранитоидного массива по результатам изучения треков в апатите (описание этапов эволюции – см. текст).

На основе совокупности всех известных данных о Даховском гранитоидном массиве выделены следующие этапы в его термальной эволюции.

Этап 1. Внедрение гранитоидов около 312 млн лет назад.

Этап 2. Герцинская орогенезия и быстрая эксгумация в интервале 310–220 млн лет назад. При градиенте 30 °C/км произошло охлаждение пород более чем на 150 °C, что соответствует денудации ~5 км перекрывающих пород со скоростью ~50 см/млн лет.

Этап 3. Медленное воздымание и пенеппенизация в интервале 220–180 млн лет назад.

Этап 4. Погружение в интервале 170–150 млн лет назад с прогревом гранитов от 40 до 120 °C, связанное с формированием юрских толщ чехла совокупной мощностью от 2 до 3 км.

Этап 5. Быстрое воздымание от уровня 120 до 90 °C (с глубины от 4 до 3 км) в интервале 150–130 млн лет назад.

Этап 6. Тектоническое «затишье» в интервале 130 – (3–1) млн лет назад.

Этап 7. Катастрофически быстрое воздымание гранитов от уровня 80 °C (с глубины около 3 км) до поверхности за последние 3–1 млн лет. В это время были «удалены» комплексы юрско-кайнозойского чехла совокупной мощностью около ~3 км и, возможно, часть гранитов, при средней скорости воздымания ~2 км/млн лет.

Стремительное воздымание современного орогена на этапе 7 соответствует представлениям, изложенным в работах [2, 5]. «Удаление» перекрывающих Даховский гранитоидный массив комплексов происходило как за счет гипергенной, так и за счет тектонической эрозии (гравитационное соскальзывание крупных пластин чехла по системе пологих detachментов).

Исследование выполнено за счет гранта РФ № 25-17-00301.

- [1] Буслов М.М., Баталин Г.А., Бишаев Ю.А. и др. Способ определения миграции залежей углеводородов в купольных структурах // Патент. 2021. Бюлл. № 23. С. 33.
- [2] Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махия Е.И. и др. Сдвиговые и тектоногравитационные структурные ансамбли киммерийского этапа развития Даховского кристаллического выступа (западная периклинали палеозойского ядра Большого Кавказа) // Геодинамика и тектонофизика. 2025 (в печати).
- [3] Кориковский С.П., Сомин М.Л., Корсаков Г.Г. Симплектитовые высокобарические гранат-кринопироксен-маргарит-мусковит-клоноцитоизитовые амфиболиты Даховского выступа (Северный Кавказ): генезис, состав реакционных структур // Доклады РАН. 2004. Т. 379, № 5. С. 650–654.
- [4] Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кавказская. Масштаб 1:200000. Лист L-37-XXXV (Майкоп): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 308 с.

- [5] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0825. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0825.
- [6] Лебедько Г.И., Усик В.И. Геохронология Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: РГУ, 1985. 148 с.
- [7] Лебедько Г.И., Усик В.И., Шарафан В.Я. Петрохимия кристаллиникума Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: РГУ, 1999. 200 с.
- [8] Ненахов В.М., Жабин А.В., Никитин А.В., Бондаренко С.В. Внутреннее строение тектонической зоны северного обрамления Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 1. С. 5–14.
- [9] Романюк Т.В., Котлер П.А. Методика оценки интегрального показателя окатанности выборки зерен обломочного циркона: пример ченкской толщи киммерид Горного Крыма // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 3. С. 340–357.
- [10] Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с.
- [11] Сомин М.Л., Левченков О.А., Котов А.Б. и др. Палеозойский возраст высокobarических метаморфических пород даховского выступа (Северо-Западный Кавказ): результаты U-Pb геохронологических исследований // Доклады РАН. 2007. Т. 416, № 3. С. 360–363.
- [12] Donelick R.A., O'Sullivan P., Ketcham R.A. Apatite fission-track analysis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. V. 58. P. 49–94.
- [13] Ketcham R.A. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. V. 58. P. 275–314.
- [14] Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J. Improved modeling of fission-track annealing in apatite // American Mineralogist. 2007. V. 92. P. 799–810.



РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВРЕМЕНИ И МЕХАНИЗМЕ ВОЗДЫМАНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ТЕКТОНИЧЕСКОМ ТИПЕ ПРЕДКАВКАЗСКИХ ПРОГИБОВ

Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк²

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

² Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

В 2025 г. третьем номере журнала «Геодинамика и тектонофизика» опубликована наша статья «О времени и механизме воздымания Большого Кавказа и генетическом типе Предкавказских прогибов» [11]. Настоящий доклад – развитие этой темы.

Научные основы современных представлений о геологическом строении Крымско-Кавказского региона заложены в конце XIX в. трудами Н.И. Андрусова [1]. Основоположники советской геологической науки А.Д. Архангельский, М.И. Губкин и Н.С. Шацкий более ста лет назад предложили рассматривать ороген Большого Кавказа (БК) и расположенные к северу от него Предкавказские прогибы как парагенетическую связку – «Ороген и прогиб, заполненный продуктами эрозии орогена» [2, 3, 7]. До середины 70-х гг. XX в. в геологии доминировала геосинклинальная (ГС) парадигма, в рамках которой причинами и механизмом многих геологических процессов (в т.ч. орогенеза) было принято считать глобальные фазы складчатости [3, 4, 7], а формирование флишевых толщ происходит на границе континентальной суши и моря за счет чередования трансгрессий и регрессий (колебательных движений земной коры) [6]. В связи с этим широкое распространение на БК верхнемезозойских и кайнозойских флишевых толщ не могло иметь другого объяснения, кроме как предположения о расположении континентальной суши вблизи областей их седиментации.

После перехода наук о Земле к плитотектонической парадигме представления о тектонической эволюции БК и Предкавказья были «переведены» из терминологии, используемой ГС, в плитотектоническую терминологию. Так, если в ГС парадигме ороген БК трактовали как результат глобального проявления альпийской фазы тектогенеза и складчатости, то в плитотектонической парадигме БК стали трактовать как альпийский коллизионный ороген, возникший в качестве самостоятельной структуры на месте юрско-палеогенового глубоководного рифтового трога вследствие столкновения Аравии с Евразией [21, 23 и др.]. Переход от ГС парадигмы к плитотектонической обусловил соответствующее изменение представлений о первичной тектонической природе фундамента БК. В ГС представлениях регион БК – это южная периферическая часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Здесь в альпийскую фазу тектогенеза возник ороген и парагенетически связанный с ним предгорный прогиб [2, 3, 7, 14]. Ороген и прогиб, как и другие подобные структурные пары по меткому выражению В.В. Белоусова по мере расширения орогена, волнообразно смещаясь «... мигрируют в сторону платформы, и ... накатываются на ее край» [5, с. 103]. В рамках плитотектонических представлений ороген БК расположен на краю Скифской молодой платформы, эпигерцинский фундамент которой сформирован за счет палеозойской аккреции террейнов различного происхождения к южной периферии ВЕП. При этом базовые положения регионально-геологических представлений о кайнозойских событиях, разработанные в ГС парадигме, фактически без изменений дожили до наших дней. Основным механизмом воздымания БК считают тектоническое укорочение коры вкrest его простираения под действием режима общего регионального близ-меридионального сжатия, обусловившего деформации и утолщение коры [8, 15 и ссылки в данных работах]. Начало воздымания орогена БК относят к олигоцену [14, 15] или к миоцену [18], а выполнение Предкавказских прогибов трактуют как молассу БК.

Предкавказье и средний Каспий – это нефтеносный регион. За два последних десятилетия здесь выполнен большой объем бурения и проведены высокоточные сейсмические исследования. Это привело к появлению сейсмостратиграфических материалов высокого разрешения по

всему этому региону [8, 17]. Параллельно в практику геологических и геофизических исследований происходило внедрение новых технологий, таких как: (i) сейсмическая томография [22, 24]; (ii) U-Pb датирование по циркону магматических тел, позволяющее оценивать их возраст с недолупной ранее точностью [20]; (iii) низкотемпературная термохронометрия, дающая информацию о времени воздымания орогена [19]; (iiii) U-Pb датирование зерен детритового циркона [10, 12, 13], дающее информацию о первичных источниках сноса, что позволяет реконструировать направления седиментационных потоков в бассейн, и др.

Новые материалы в некоторых случаях дают возможность представить совершенно иную трактовку давно известным фактам. Так, происхождение олигоцен-миоценовых олистостром в Предкавказье, которые ранее были интерпретированы как одно из важных доказательств существования в олигоцене на БК высоких гор, недавно получило новое объяснение. В кайнозое Предкавказье было частью северных районов Восточного Пара-Тетиса, который представлял собой сложную систему соединенных между собой внутриконтинентальных морей, периодически переживавших изоляцию от Мирового океана, что приводило к катастрофическим изменениям уровня вод в них. Регрессии, происходившие при понижении уровня вод в изолированных водоемах, приводили к осушению обширных шельфовых пространств. Во время регрессий шло образование глубоких врезов в толщах, сформированных на предыдущих этапах, и возникновение поверхностей эрозионных несогласий. У подножья бортов врезов были сформированы «гравитационные» стратифицированные накопления, имеющие хаотическое внутреннее строение (олистостром). Одно из таких знаковых регрессивных событий – соленовский кризис – имело место в рюпельский век раннего олигоцена (~29 млн лет), когда произошло понижение относительного уровня моря примерно на 400–500 м [17], и создало условия для образования грубообломочных олистостромовых толщ. В результате анализа регионально-геологических и геофизических материалов выявлено наличие следов соленовского кризиса в Предкавказье, в Северном Каспии и в Казахстане [7]. Последствия соленовского кризиса проявлены также и в прибрежных районах Черного моря. Так, в обнажении Карбурун (Стамбул, Турция) задокументирована эрозионная эоценовая поверхность, перекрытая грубообломочными терригенными породами – отложениями грязекаменного потока, которые по биостратиграфическим данным имеют соленовский возраст. В Гетской впадине (Румыния) в разрезах соленовского возраста описаны конгломераты и другие грубообломочные образования. По сейсмостратиграфическим и буровым данным эрозионные поверхности в основании олигоцена выявлены на Одесском и Румынском шельфе Черного моря.

Накопленные новые геолого-геофизические данные по Кавказскому региону дают возможность на современном уровне рассмотреть вопросы о времени и механизме воздымания орогена БК, генетическом типе Предкавказских прогибов и истории их заполнения, а также представить новую интерпретацию давно известных фактов [11]. Основываясь на новых материалах, мы развиваем представления о том, что формирование БК происходило не за счет длительного тектонического укорочения коры в близмеридиональном направлении и медленного постепенного подъема, которые стартовали в олигоцене (или ранее), а произошло как стремительное воздымание корового блока БК в плиocene – квартере в ответ на деляминацию фрагмента литосферы под центральной частью Кавказского региона. В кайнозое Предкавказские прогибы были перикратонными бассейнами на окраине Восточно-Европейского континента. Стремительное воздымание орогена БК в самом конце плиocene – квартере отделило часть Восточного Пара-Тетиса в суббассейн – будущие Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы. Их трансформация в предгорные прогибы произошла не ранее начала палеоплейстоцена, только после становления орогена БК как палеогеографической доминанты Северо-Восточного Причерноморья. В геоморфологический облик орогена БК существенную роль внесли деформации, вызванные крупноамплитудными правостовиговыми движениями с дополнительной транспрессией вдоль региональной правосторонней Крымско-Кавказско-Копетдагской разломной зоны [16] и гравитационный коллапс орогена [9].

В докладе будут представлены некоторые новые материалы, пополняющие базу данных, подтверждающих эту интерпретацию: (1) результаты датирования зерен детритового циркона из обломочных пород, участвующих в сложении комплексов фундамента и чехла кавказской части СП и кайнозойских толщ Предкавказских прогибов; (2) реконструкция термальной истории гранитоидов Даховского массива на основе новых FTA данных; (3) содержательный анализ известных датировок вулканизма Эльбруса.

[1] Андрусов Н.И. Южно-русские неогеновые отложения. Ч. 1: Древний миоцен // Записки Санкт-Петербургского минералогического общества. 1896. Т. 34. С. 195–245.

- [2] *Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1: Тектоника и история развития Русской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1923. 146 с.
- [3] *Архангельский А.Д., Шацкий Н.С.* Схема тектоники СССР // Бюллетень МОИП. 1937. Т. 11, № 4.
- [4] *Белоусов В.В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. III. Общие вопросы. Складчатые движения. Магматизм. Л.–М.: ГОНТИ, 1939. 92 с.
- [5] *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- [6] *Вассоевич Н.Б.* Условия образования флиша. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
- [7] *Губкин И.М.* К вопросу о геологическом строении средней части Нефтяно-Ширванского месторождения нефти. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1913. 95 с.
- [8] *Данцова К.И., Кузнецов Н.Б., Латышева И.В. и др.* О тектонической природе и механизме заполнения Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 54–57.
- [9] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др.* Тектоногравитационные детачменты альпийского чехла северного склона Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (Адыгейский сегмент) // Геотектоника. 2024. № 6. С.44–76.
- [10] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В. и др.* Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 56–81.
- [11] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0825.
- [12] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др.* К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С.78–84.
- [13] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др.* Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U-Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.
- [14] *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 378 с.
- [15] *Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А.* Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // Доклады РАН. 2010. Т. 430, № 4. С. 515–517.
- [16] *Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А. и др.* Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизионный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С.17–30.
- [17] *Патина И.С., Фомина В.В., Ткачева А.А., Кузнецов Н.Б.* Сейсмостратиграфический анализ при палеогеографических реконструкциях изолированных бассейнов (на примере соленовского кризиса раннего олигоцена в Восточном Паратетисе) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520, № 1. С.115–123.
- [18] *Тимошкина Е.П., Леонов Ю.Г., Михайлов В.О.* Формирование системы горное сооружение – предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее сопоставление с данными по Северному Предкавказью // Геотектоника. 2010. № 5. С. 371–387.
- [19] *Avdeev B., Niemi N.A.* Rapid Pliocene exhumation of the central Greater Caucasus constrained by low-temperature thermochronometry // Tectonics. 2011. V. 30. P. 1–16.
- [20] *Bindeman I.N., Colón D.P., Wotzlaw J.-F. et al.* Young silicic magmatism of the Greater Caucasus, Russia, with implication for its delamination origin based on zircon petrochronology and thermomechanical modeling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2021. V. 412. P. 1071–1073.
- [21] *Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A. et al.* Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus // Earth-Science Reviews. 2020. V. 207. 103222.
- [22] *Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V.* Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // Solid Earth. 2012. V. 3, № 2. P. 327–337.
- [23] *Mossar J., Mauvilly J., Koiava K. et al.* Tectonics in the Greater Caucasus (Georgia – Russia): From an intracontinental rifted basin to a doubly verging fold-and-thrust belt // Marine and Petroleum Geology. 2022. V. 140. 105630.
- [24] *Zabelina I., Koulakov I., Amantashvili I., El Khrepy S., Al-Arifi N.* Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 119. P. 87–89.



ВЕРОЯТНЫЕ АНАЛОГИ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРДИНСКОЙ СВИТЫ В КИСЕЛИХИНСКОМ ТЕРРЕЙНЕ (СЕВЕРО-ЗАПАД ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

А.Б. Кузьмичев, Е.Ф. Бабицкий, М.К. Данукалова, А.С. Дубенский

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

Докембрийские породы Енисейского кряжа содержат информацию о геологических событиях на «енисейской» окраине Сибирского палеоконтинента. Определяющее значение имеют сведения о тектонике западных структур кряжа, максимально приближенных к палеоокраине. Недавно мы предложили выделять в краевой СЗ части кряжа новый структурный элемент, названный Киселихинским террейном. Он представляет собой фрагмент фронтальной части неопротерозойской активной окраины Сибирского палеоконтинента, отчлененный от нее в процессе задугового рифтинга [4]. Эта интерпретация базировалась на результатах датирования детритовых цирконов, выделенных красноярскими геологами, и нуждалась в подтверждении геологическими наблюдениями, тем более что она находилась в радикальном противоречии с распространенными представлениями о тектонике Енисейского кряжа. К настоящему времени в процессе полевого изучения Киселихинского террейна нам удалось идентифицировать, изучить и частично закартировать все стратиграфические подразделения, выделенные авансом в первичных публикациях [3, 4]. В докладе приводится информация об одном из них, а именно о мезопротерозойских породах, найденных нами на руч. Мельничном.

Руч. Мельничный впадает в Енисей в 3 км выше устья р. Нижняя Сурниха и течет в каньонообразной долине, ориентированной вкрест простирания структур. Аркозовые песчаники и гравелиты, типичные для мезопротерозойского комплекса, мы наблюдали также на других участках, однако разрез руч. Мельничного наиболее удобен в качестве стратотипа новой толщи по следующим причинам. 1. Это самые доступные обнажения толщи, которые начинаются в 230 м от Енисея – главной транспортной магистрали в регионе. 2. Другие участки распространения толщи требуют дополнительного полевого изучения и геохронологического обоснования. 3. Стратиграфический кодекс России обязывает образовывать имя стратиграфического подразделения от местного географического названия, и руч. Мельничный – единственный географический объект, пригодный для этой цели.

Мезопротерозойская толща отделена от Енисея полосой выходов пород подъемской свиты позднего венда. Нижняя часть разреза свиты, сложенная красноцветными конгломератами, песчаниками и массивными доломитами, вскрыта в приустьевой части ручья. Свита падает на запад – юго-запад под углом 35–45°, в основании реконструируется угловое несогласие, которое в современной структуре сорвано. Выше по ручью начинаются эпизодические скальные обнажения мельничной толщи, пласты которой падают на В-ВСВ под углом 70–80°. В осмотренной части ручья в разрезе довендского комплекса выделено три подразделения (мельничная толща разделена здесь на две): нижнемельничная и верхнемельничная толщи и киселихинская свита.

Нижнемельничная толща сложена в нижней части грубоплитчатыми песчаниками и гравелитами. Песчаники имеют аркозовый и субаркозовый состав. Они плохо сортированы, выделяются обособленные гравийные («пудинговые») обломки ортоклаза, кварца и кислого плагиоклаза.

Из образца песчаника (171/2), отобранного в самом первом скальном обнажении мельничной толщи (235 м от устья), выделен и проанализирован циркон. Во всех размерных классах присутствует как окатанный в разной степени циркон, так и совершенно неокатанный, он весь окрашен в разные оттенки красного цвета. В электромагнитных фракциях много черного метамиктного циркона (EDS диагностика). Палеопротерозой представлен 108 анализами с тремя обособленными кластерами – 1870, 1930 и 1985 млн лет. Архей – 24 анализами с пиком 2565 млн лет. В каждой из этих четырех популяций присутствуют как хорошо окатанные кристаллы, внутренняя структура которых дискордантна ограничениям, так и эвгедральные, причем последние оказались наиболее типичными для архея. В каждой из популяций присутствуют кристаллы с

осцилляционной зональностью, а также темные в СL кристаллы, которые в большинстве случаев отвечают густо окрашенным красным зернам. Наиболее многочисленны такие кристаллы в популяции с пиком 1930 млн лет. Кристаллов с оболочечной «гранулитовой» зональностью немного, и там, где она явная, – это кристаллы популяции 1985 млн лет. Аналогичное распределение возрастов детритовых цирконов с теми же четырьмя популяциями установлено и для единственного мезопротерозойского образца из пилотной коллекции [4].

Верхняя половина разреза нижнемельничной толщи сложена листоватыми черными и серыми сланцами с редкими песчаными прослоями. Расчетная мощность видимого разреза нижнемельничной толщи 460–470 м, но если для песчаниковой нижней половины расчет вполне реалистичен, то для верхней сланцевой половины представляет собой грубую прикидку.

Верхнемельничная толща отделена от нижнемельничной плохо обнаженным участком, совпадающим, вероятно, с зоной разлома. Толща описана в составе трех пачек. 1. Песчано-сланцевая с преобладанием сланцев (260 м). Эпизодические выходы серых сланцев с прослоями и пачками песчаников. Среди последних встречаются гравелитистые аркозовые, иногда с пудинговыми зернами ортоклаза, доминирующего над кварцем. 2. Гравелито-песчаниковая (85 м). В верхней части отмечены крупнозернистые песчаники с карбонатным цементом. 3. Плохо обнаженная сланцевая пачка (200–350 м). Плитки серого сланца, иногда с миллиметровыми песчаными слоями, эпизодически наблюдались в копушах и отвалах из звериных нор.

Из основания второй пачки отобран образец аркозового гравелитистого песчаника 172/3. В составе тяжелой фракции преобладает сфен, а в неэлектромагнитной порции также присутствует рутил. Оба минерала отсутствовали в проанализированном образце нижнемельничной толщи. Так же, как и в предыдущем образце, есть хорошо окатанные зерна циркона наряду с эвгедральными, много метамиктных серых кристаллов. Много бесцветных зерен циркона, причем среди эвгедральных кристаллов они преобладают. По образцу выполнена одна сессия (65 анализов), так как оказалось, что в нем присутствуют всего две возрастные популяции. Палеопротерозой представлен 15 анализами, из которых 10 образуют конкордантный кластер 1864 ± 14 млн лет. Архей представлен 48 анализами, причем 44 из них образуют конкордантный кластер с возрастом 2583 ± 6 млн лет. Это главный кластер, который включает как густо окрашенные красные зерна, так и совершенно бесцветные.

Киселихинская свита отделяется от мельничной толщи широким необнаженным интервалом, приуроченным, вероятно, к мощной зоне деформаций. Описана в составе трех пачек общей мощностью в несколько сотен метров. Преобладают серые и зеленовато-серые сланцы, шелковистые на поверхностях сланцеватости, с редкими прослоями и пачками песчаников и алевролитов. В основании верхней пачки наблюдались выходы массивного известняка.

Вблизи видимого основания толщи расположены скальные обнажения полевошпат-кварцевых песчаников, из которых выделен и проанализирован обломочный циркон. Образец 175/3 представляет собой пудинговый песчаник, в котором крупные разрозненные обломки кварца, ортоклаза и плагиоклаза лежат в рассланцованном мелкозернистом однородном матриксе. Неопротерозой представлен 53 анализами (из 65), распределенными по двум кластерам: 800 (797 ± 5) и 900 (894 ± 5) млн лет. Палеопротерозой представлен 12 анализами, также распределенными по двум кластерам 1780 (1781 ± 15) и 1950 (1953 ± 13) млн лет. Охарактеризованный спектр возрастов аналогичен таковому в песчаниках синрифтовой киселихинской свиты [2]. Условно мы отнесли и весь вышележащий разрез к этой свите. Однако состав кварц-полевошпатовых песчаников в этом разрезе иной. Они содержат до 30 % обломков плагиоклаза и не содержат ортоклаза. Не исключен и иной спектр возрастов обломочных цирконов.

Вопрос о возрасте мельничной толщи требует дополнительного обсуждения. Аркозовые гравелиты мельничной толщи фактически сложены гранитной дресвой палеопротерозойского и архейского возраста. По наблюдениям авторов, дезинтеграция гранитоидов по границам минеральных фаз возможна после их длительного пребывания в коре выветривания. В геологической истории Енисейского кряжа кора выветривания формировалась в первой половине мезопротерозоя. Рифтогенез в середине мезопротерозоя привел к накоплению аркозовых песчаников кординской свиты, широко распространенных в восточной части кряжа [5]. Мы предполагаем, что мельничная толща является аналогом этой свиты в Киселихинском террейне. Следует подчеркнуть, что каков бы ни был истинный возраст мельничной толщи, установленный нами возраст аркозового материала, содержащегося в ней, в любом случае указывает на присутствие в Киселихинском террейне Сибирского кристаллического фундамента. Представления об островодужной природе этого блока (например [1]) не подтверждаются фактическим материалом.

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант № 22-77-10096-П.

- [1] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Доклады РАН. 2001. Т. 381, № 6. С. 806–810.
- [2] Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Бабицкий Е.Ф., Брянский Н.В., Дубенский А.С., Хубанов В.Б. Тектоностратиграфия неопротерозоя северной части Киселихинского террейна (Енисейский кряж), фрагмента активной окраины Сибирского палеоконтинента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2025. Т. 33, № 3. С. 26–55.
- [3] Кузьмичев А.Б., Стороженко А.А., Данукалова М.К., Хубанов В.Б., Дубенский А.С. Попытка определения возраста вулканогенно-осадочных толщ западной части Исаковского домена Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (19–22 октября 2021 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. Вып. 19. С. 140–141.
- [4] Кузьмичев А.Б., Стороженко А.А., Данукалова М.К., Хубанов В.Б., Дубенский А.С. Результаты датирования детритовых цирконов из докембрийских пород СЗ части Енисейского кряжа: первые сведения о континентальном Киселихинском террейне // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31, № 6. С. 3–19.
- [5] Советов Ю.К., Кадильников П.И., Матушкин Н.Ю., Богданов Е.А. Происхождение и возраст базальной части неопротерозойского сухопитского осадочного бассейна на Енисейском кряже по новым геологическим данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (15–18 октября 2019 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. Вып. 17. С. 258–260.



СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН)

А.В. Кушнарева¹, Д.В. Алексеев², А.К. Худолей^{1,3}

¹ Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, nastaskush@gmail.com

² Москва, Геологический институт РАН, dvalexeiev@mail.ru

³ Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, akhudoley@gmail.com

Раннепалеозойский ороген киргизского Северного Тянь-Шаня (СТШ) представляет один из сложнейших структурных ансамблей в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Наиболее ранние этапы эволюции СТШ в палео- и мезопротерозое были достаточно подробно охарактеризованы геохронологическими данными [2, 3, 5, 6, 10], однако вопросы структурной геологии докембрийских толщ остаются крайне слабоизученными и требуют уточнения. С целью расшифровки структур и реконструкции истории деформаций нами были проведены структурно-геологические исследования мезопротерозойских толщ в восточной части СТШ в пределах Бурханского антиклинория, где породы докембрия обнажаются наиболее полно.

Объекты исследования анализировались как на макроуровне, в ходе геологических маршрутов с проведением структурных измерений, так и на микроуровне при кинематическом анализе шлифов [8, 11].

Докембрийские комплексы в Бурханском антиклинории разделяются на два структурных этажа. К нижнему структурному этажу относятся метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации породы карагоманской серии, и к верхнему – метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации породы бурханской и сарыбулакской серий. Границей этажей является поверхность углового несогласия в основании бурханской серии [4, 7]. Для кислых вулканитов карагоманской серии были получены оценки возраста (SHRIMP) 1373 ± 5 , 1365 ± 6 , 1186 ± 6 , 1139 ± 15 и 1138 ± 7 млн лет [1, 10]. Для известняков верхней части разреза сарыбулакской серии Pb–Pb изохронным методом получен возраст 1080 ± 12 млн лет [5].

Результаты проведенных нами исследований позволяют выделить в мезопротерозойских толщах Бурханского антиклинория структуры трех этапов деформации.

Структуры первого этапа деформации (D1) присутствуют только в породах нижнего структурного этажа и представлены повсеместно развитой гнейсовидностью и сланцеватостью в метаморфических породах карагоманской серии. Деформации имеют неоднородный характер, выраженный в локальном развитии узких зон S-L-тектонитов и бластомилонитов. Преимущественно субширотные простирания структур D1 свидетельствуют о том, что деформации D1 происходили в обстановках субмеридионального сжатия (в современной системе координат). Возраст деформаций D1 и сопутствующего им метаморфизма может быть оценен в интервале ~1140–1080 млн лет – на основании возраста наиболее молодых вулканитов карагоманской серии и возраста известняков сарыбулакской серии. Эпизод D1 отражает коллизионное или аккреционное событие неопределенной природы и по времени отвечает ранним фазам гренвилльской орогении.

Структуры второго этапа деформации (D2) наиболее широко проявлены в верхнем структурном этаже, а также наложены на гнейсовидность и сланцеватость D1 в породах нижнего структурного этажа. Структуры D2 представлены рассланцеванием пород, сериями мелких складок южной вергентности и минеральной линейностью субширотной ориентировки. Кинематические индикаторы стадии D2, определенные в породах нижнего и верхнего структурных этажей как в обнажениях, так и в шлифах, фиксируют надвигание в юго-восточном направлении. Характер структур D2 указывает на то, что деформации происходили одновременно с метаморфизмом зеленосланцевой фации в пределах верхнего структурного этажа. Возраст этого метаморфического события в пределах Бурханского антиклинория может быть оценен в интервале

~494–478 млн лет – по возрасту 494 ± 4 млн лет наиболее молодых гранитогнейсов, затронутых пластической деформацией в районе р. Бурхан [9] и возрасту 478 ± 5 млн лет недеформированных посткинematических гранитов Джаманэчкинской интрузии, прорывающей метаморфические толщи [1].

Структуры третьего этапа (D3) представлены прямыми и наклонными, сжатыми линейными складками северо-восточного, западно-северо-западного и субширотного простирания и сопутствующими им системами разрывных нарушений и кливажа. Наиболее крупные складчатые формы достигают 50 км и более в длину и варьируются от первых километров до 10–15 км в ширину. Складки D3 отчетливо наложены на метаморфическую сланцеватость и другие син-метаморфические структуры парагенезиса D2 и сами не несут признаков деформаций, характерных для метаморфических толщ. Это свидетельствует о том, что деформации D3 моложе последнего эпизода метаморфизма в Бурханском антиклинории, возраст которого мы оцениваем как ранний ордовик, ~485–480 млн лет. С учетом того, что складки D3 прорываются позднеордовикскими гранитами, возраст деформаций не моложе позднего ордовика.

- [1] Алексеев Д.В., Кушнарёва А.В., Худoley А.К., Шатов В.В., Третьяков А.А. Возраст и тектоническая позиция мезопротерозойских риолитов и раннеордовикских гранитов Бурханского антиклинория Северного Тянь-Шаня (Восточная Киргизия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 522, № 2. С. 5–14.
- [2] Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В., Котов А.Б. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): Структурное положение, строение, обоснование возраста // Доклады РАН. 2011. Т. 441, № 2. С. 219–223.
- [3] Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю., Якубчук А.С., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Строение каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 2014. № 6. С. 3–38.
- [4] Дженчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В., Гетман О.Ф., Максумова Р.А., Неевин А.В., Ногаева Л.П., Риненберг Р.Е. Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015. 338 с.
- [5] Кузнецов А.Б., Алексеев Д.В., Каурова О.К., Ситкина Д.Р. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст мезопротерозойских карбонатов киргизского Северного Тянь-Шаня // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506, № 2. С. 127–134.
- [6] Кушнарёва А.В., Худoley А.К., Алексеев Д.В., Петров Е.О. Структурная позиция и неоднородные деформации мезопротерозойских гранито-гнейсов Северного Тянь-Шаня на примере Караджилгинского массива (Кыргызстан) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507, № 1. С. 5–12.
- [7] Осмонбетов К.О., Кнауф В.И., Королев В.Г. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. 357 с.
- [8] Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Томского университета, 1991. 99 с.
- [9] Alexeiev D.V., Kröner A., Kovach V.P., Tretyakov A.A., Rojas-Agramonte Y., Degtyarev K.E., Mikolaichuk A.V., Wong J., Kiselev V.V. Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U-Pb zircon ages and geochemical data // Gondwana Research. 2019. V. 66. P. 93–115.
- [10] Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A., Seltnann R., Liu D.Y., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 272–295.
- [11] Trouw R.A., Passchier C.W., Wiersma D.J. Atlas of Mylonites and related microstructures. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 322 p.



ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

В.С. Ланцева, О.Р. Минина, И.В. Гордиенко

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, valery_fox@list.ru

Удино-Витимская структурно-формационная зона (СФЗ) входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса и занимает южное обрамление Сибирского кратона [6]. В результате исследований последних лет показано, что в строении зоны локализованы три структурно-формационных комплекса: каледонский (C–O₂), раннегерцинский (D₁–C₁) и позднегерцинский (C₂–P₁) [1, 4, 5, 7].

Каледонский комплекс представлен олдындинской свитой, сложенной дифференцированными вулканитами, ассоциирующими с известняками и субвулканическими телами олдындинского комплекса. В составе свиты (мощность от 250 до 1600 м) выделены две подсвиты. Нижняя подсвита представлена биогермными известняками и туфово-тефроидной толщей дацитов и андезитов с прослоями грубозернистых вулканомиктовых пород. Видовой состав археоциат, трилобитов и водорослей в известняках соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому ярусу нижнего кембрия [8]. Верхняя подсвита сложена вулканитами, смешанными с вулканомиктами. Известняки здесь практически полностью отсутствуют.

Вулканиты олдындинской свиты представлены дифференцированной вулканической серией от базальтов до риолитов. По суммарному содержанию щелочей здесь выделяются породы нормального и субщелочного ряда, а по концентрации K₂O встречаются лавы низко-, умеренно-, высококалиевые и шошонит-латитовые. Все вулканиты свиты отличаются низкой титанистостью и высокой глиноземистостью, хотя среди базальтов иногда устанавливаются умеренно-глиноземистые разности. По соотношению величин FeO*/MgO с SiO₂ среди вулканитов различаются толеитовые и известково-щелочные серии. В вулканитах олдындинской свиты с увеличением SiO₂ концентрации когерентных элементов (Ni, Co, V) уменьшаются, в то время как концентрации некогерентных элементов (Rb, Ba, Zr, Y, Th и U) увеличиваются, за исключением Sr, содержание которого с ростом кремнеземистости пород уменьшается.

Базальты свиты характеризуются отчетливо выраженными Ba, Sr-максимумы и Nb-минимум, что типично для островодужных лав. В средних и умеренно кислых породах наблюдается хорошо выраженный Sr-минимум. Распределение редкоземельных элементов (REE) в исследованных базальтах олдындинской свиты характеризуется умеренной степенью фракционирования легких лантаноидов по отношению к тяжелым и отсутствием Eu-минимума. В более кислых разностях наблюдается увеличение содержания редкоземельных элементов.

Изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Sm/¹⁴⁴Nd показывают, что в формировании пород основного и среднего состава олдындинской свиты участвовал корово-мантийный источник, а для более кислых вулканитов – коровый [2, 3, 7].

U-Pb возраст вулканитов свиты определен в интервале 517–466 млн лет и соответствует тойонскому веку раннего кембрия – среднему ордовику [2, 7]. Однако, по нашему мнению, учитывая, что основной объем олдындинской свиты составляют все же кембрийские вулканиты, возраст ее следует считать раннекембрийским. Учитывая ордовикский возраст (470.4±3.8 млн лет и 466.1±3.6 млн лет) андезитов, можно предполагать, что затухание вулканической деятельности в раннем палеозое в разных частях района происходило не одновременно, и на завершающих стадиях этого процесса, в среднем ордовике, продолжали существовать изолированные ареалы вулканизма [7]. Ордовикские вулканиты по своим петро- и геохимическим свойствам схожи с кембрийскими вулканитами, но отличаются повышенным содержанием K, Ba и Rb. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов совпадают.

В составе *раннегерцинского комплекса* рассматриваются карбонатно-терригенная озернинская (D₂zv–D₃f₁), терригенные иташинская (D₃f_{2–3}) и химгильдинская (D₃fm₂) свиты, карбонатно-терригенно-вулканогенная еравнинская серия (D₃fm₃–C₁v) в составе ульзутуйской и

кыджимитской толщ [4–7]. Все толщи выделены из состава олдындинской свиты и охарактеризованы комплексами органических остатков. В составе еравнинской серии присутствуют вулканиды. В ульзутуйской толще ($D_3fm_3-C_{1t}$) вулканиды (базальты, андезибазальты, дациты) слагают прослои в нижней части разреза, а кыджимитская толща (C_{1v}) содержит прослои и субвулканические тела базальтов, андезитов, дацитов и риолитов в верхней части разреза.

В вулканидах уровень концентрации высокочarged элементов (Nb, Ti) образует типичные для надсубдукционного вулканизма отрицательные аномалии. Также наблюдается обогащенность крупноионными литофильными элементами (Rb, K, Ba). Характерной особенностью является повышенное содержание легких лантаноидов. От кембрийских вулканидов они отличаются повышенным содержанием K и Rb и имеют ярко выраженный Sr-минимум. Все это указывает на то, что вулканиды формировались в надсубдукционной обстановке.

Позднегерцинский комплекс Удино-Витимской зоны представлен вулканидами средне- и верхнекаменноугольной сурхэбтинской толщи и нижнепермской тамирской свиты. Сурхэбтинская толща сложена в основном вулканидами и их туфами среднего и основного состава, вулканиды кислого состава имеют подчиненное значение и слагают линзы и прослои в верхней части разреза толщи. Возраст андезибазальтов толщи определен в 310 млн лет (Ar-Ar, по валу) [1].

Вулканогенные породы относятся к субщелочной серии, а по отношению Na_2O к K_2O – к натриевой. Вероятнее всего, в состав толщи следует включать также вулканиды кислого (дациты, риолиты, трахириолиты, их туфы, игнимбриты) и среднего (трахиандезиты и их туфы) состава Бейсыханской ВТС. Возраст вулканической ассоциации составляет 323 ± 46 млн лет (Rb-Sr) [1].

Кроме того, вулканиды, близкие по составу и возрасту, выделены по правобережью руч. Хулудый с возрастом трахибазальтов в 306.6 ± 3.2 млн лет [1]. По левобережью р. Ульзутуй риодациты имеют возраст в 301.0 ± 2.3 млн лет (U-Pb, LA ICP-MS).

Тамирская свита сложена туфами и лавами трахириолитов, риолитов и трахириодацитов с редкими маломощными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Трахириолиты с левобережья руч. Хулудый имеют возраст в 290.8 ± 4.1 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II), фельзит-порфиры района Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения – 290 млн лет (Ar-Ar, по валу) [1]. Считается, что верхнепалеозойские вулканиды образуют единую ассоциацию с гранитами зазинского комплекса, являясь составной частью трансрегионального Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса.

Раннепермские вулканиды характеризуются умеренными содержаниями редкоземельных элементов и их слабым фракционированием. Концентрация РЗЭ вулканидов бассейна руч. Хулудый в базальтах правого борта составляет 32.9–36.47 г/т. Спектр распределения РЗЭ слабо дифференцирован ($La_N/Yb_N = 2.0-2.8$). В кислой толще левого борта – 53.2 г/т. Спектры распределения РЗЭ в них более дифференцированы ($La_N/Yb_N = 4.8$). Все вулканиды демонстрируют отрицательную европиевую аномалию. Концентрации некогерентных элементов во всех базальтах и андезибазальтах составляют (г/т): Zr 37–160, Nb 1–4, Y 8–21. Содержание некогерентных элементов в кислой толще несколько повышенное (г/т): Zr 220, Nb 10, Y 25.

Таким образом, в пределах Удино-Витимской зоны Западного Забайкалья можно наметить следующие этапы вулканической активности: раннекембрийский (534–517 млн лет), среднеордовикский (471–466 млн лет), позднедевонско-раннекаменноугольный (D_3-C_1), средне- и позднекаменноугольный (323–301 млн лет) и раннепермский (290 млн лет).

- [1] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.
- [2] Ланцева В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Улан-Удэ, 2014. 18 с.
- [3] Ланцева В.С., Гордиенко И.В., Минина О.Р. Поперечная структурно-вещественная зональность нижнекембрийской Удино-Витимской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2025. № 2. С. 68–87.
- [4] Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- [5] Минина О.Р., Гордиенко И.В., Дамдинов Б.Б., Ташлыков В.С., Гонегер Т.А., Скрипников М.С., Ланцева В.С., Хубанов В.Б., Кислов Е.В. Новые данные о возрасте рудовмещающих отложений Озерного полиметаллического месторождения // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 3. С. 1–16.

- [6] *Минина О.Р., Ланцева В.С., Соболев И.Д., Викентьев И.В., Гонегер Т.А.* Состав, возраст и обстановки формирования озернинской толщи Удино-Витимской зоны (Западное Забайкалье, Россия) // *Литология и полезные ископаемые*. 2025. № 3. С. 296–315.
- [7] *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // *Геотектоника*. 2012. № 2. С. 3–28.
- [8] *Скрипников М.С.* Археоциаты, крибрициаты, С-, Sr-изотопные характеристики и биостратиграфия известняков нижнекембрийской олдындинской свиты (Западное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2023. 21 с.



О НЕКОТОРЫХ ПАРАДОКСАХ ЛИТОТЕКТониКИ

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

Литотектоника – раздел геологии, изучающий формы и явления, обусловленные совокупным действием осадочных и тектонических процессов, и это направление не свободно от множества проблем. В качестве «затравки» рассмотрим некоторые из них.

Геологи зачастую сталкиваются с проблемой идентификации природы стратификации (расслоенности) горных пород и с отсутствием четких критериев разделения первичной осадочной «слоистости» и вторичной «слойчатости» или тектонической «полосчатости». Также не всегда удается установить генезис грубообломочных пород, приписав им осадочное или тектоническое происхождение. В докладе рассмотрены структурно-вещественные преобразования осадочных пород, непонимание сути которых приводило и может привести к неоднозначным решениям.

От слоистых отложений – к «конгломератам». Среди осадочных комплексов значительные объемы занимают слоистые терригенные и кремнисто-карбонатные отложения, содержащие линзы и горизонты *пудинговых конгломератов* (микститов), состоящих из песчано-глинистой основной массы (матрикса) и хаотически расположенных в матриксе включений – угловатых, угловато-округлых и округлых фрагментов компетентных пород. Эти отложения морфологически сходны с дропстоунами – продуктами ледового разноса (рис. 1), что в ряде случаев приводит к неверному истолкованию природы микститов и обстановок их формирования.

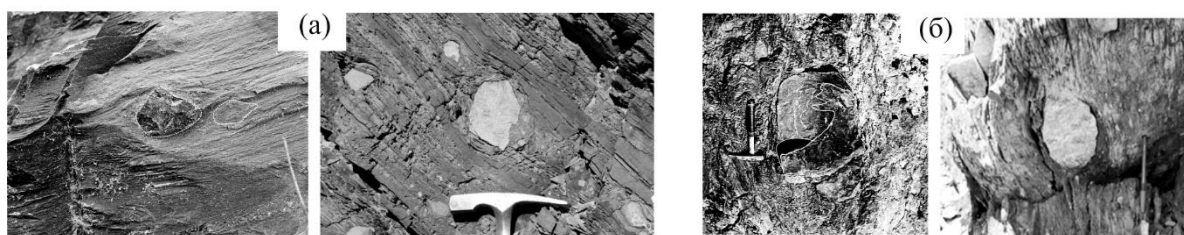


Рис. 1. Дропстоуны (интернет-ресурс Flickr.com) (а). Псевдоконгломераты (тектономикститы) (б).

Изучение «пудинговых» пород в палеозойских отложениях Тянь-Шаня позволило выявить механизм образования одной из их разновидностей, все признаки которой указывает на формирование конгломератоподобных пород за счет структурной трансформации слоистых отложений, которым нестратифицированные толщи полностью соответствуют по набору пород. Морфоструктурная эволюция протекала по следующему сценарию (рис. 2): (а) формирование изоклинальных складок с острыми замками и субпараллельной ориентировкой пластов и осевых плоскостей; (б) усложнение складчатой структуры, смыкание крыльев, кливаж; (в) субслоистое расщепление, тектоническое течение со сдвиговой кинематикой; (г) расщепление, кливаж, будинаж, разрыв компетентных пластов, индивидуализация и смещение замков складок, формирование фрагментов конической формы типа «ласточкин хвост»; (д) тектоническое окатывание реликтов замков складок, дислокационный метаморфизм (не обязательно). Таким образом, псевдоконгломераты имеют не осадочную, а *тектоническую* природу и принадлежат к категории тектономикститов или осадочных меланжей.

От конгломератов к «конгломератам». В пределах Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня, которая представляет собой коллизионный шов, распространены глыбовые конгломератобрекчии и конгломераты, составляющие верхнюю часть палеозойского разреза Туркестанского хребта. На геологических картах «конгломераты» подразделены на две толщи: осадочную и метаморфическую. Неметаморфизованные разности отнесены к среднему – верхнему карбону – перми; породы, испытавшие расщепление и метаморфизм, – к девону. Граница между осадочными и метаморфическими разностями проведена по разлому.

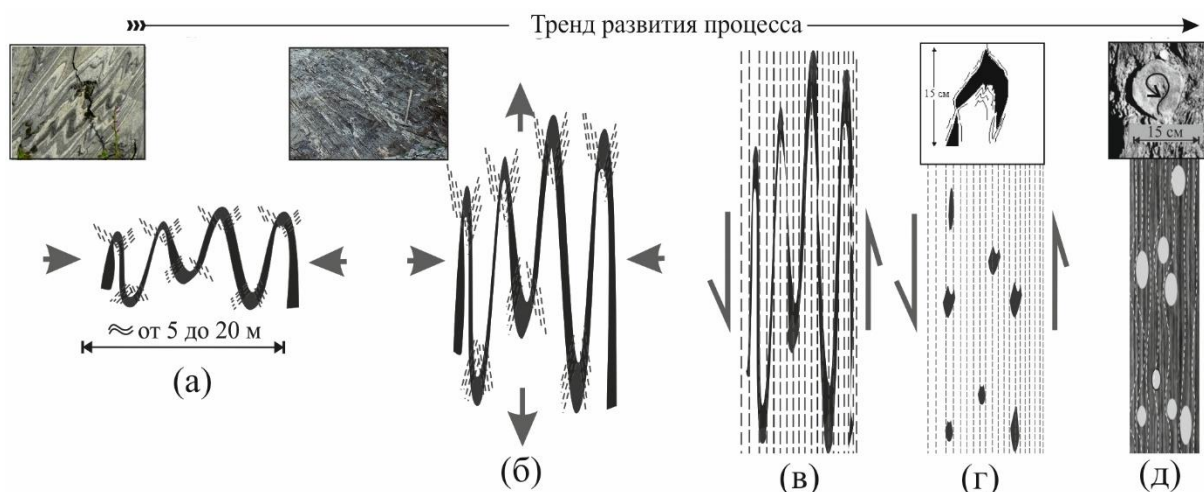


Рис. 2. Стадии формирования тектонических псевдоконгломератов в терригенных отложениях карбона (Тянь-Шань). Прямоугольные фрагменты – фотографии и зарисовки природных объектов.

Детальное картирование, сопровождаемое статистически значимыми замерах деформации и изучением вторичных вещественных преобразований, позволило установить следующее: конгломераты частично затянuty в зону сдвигового пластического течения; степень структурных преобразований (пластическая деформация) по простиранию варьируется от 0 до 1000 % и более; в соответствии с этим изменяется степень вещественных преобразований пород, выраженная в изменении процентного содержания вновь возникших минеральных фаз зеленосланцевой и эпидот-актинолитовой фаций метаморфизма (рис. 3); наблюдается коррелятивная связь степени структурно-текстурных и вещественных преобразований; происходит активная сегрегация вещества, обособление вторичного карбоната в виде сигарообразных и округлых включений; формируется толща конгломератоподобных пород, состав матрикса и включений которых в той или иной степени представлен минералами метаморфического генезиса и существенно отличается от состава и структуры исходных пород. Эти особенности свидетельствуют о парагенетической связи процессов структурной и вещественной переработки пород в процессе дислокационного метаморфизма, которые приводят к формированию своеобразных псевдоконгломератов стресс-метаморфического генезиса [1]. При этом существует латеральный переход от конгломератов осадочного происхождения (расположенных вне зоны пластического течения) к структурно-метаморфическим псевдоконгломератам в области пластической деформации. Разделение единой грубообломочной толщи на две разновозрастные свиты приводило к ошибочным представлениям о структуре и геологической истории региона.

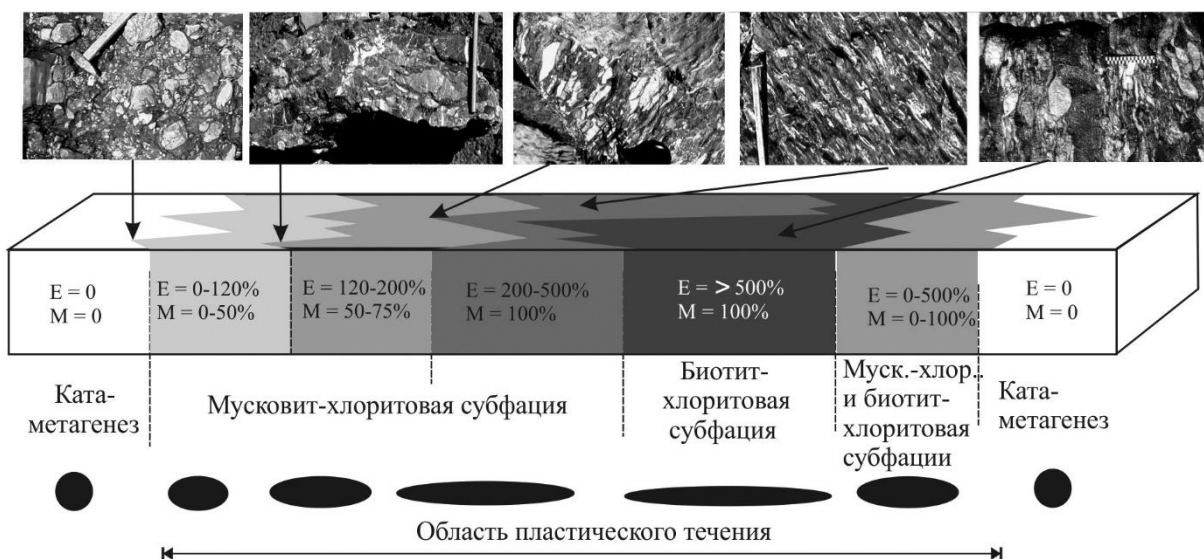


Рис. 3. Корреляция структурных и вещественных преобразований в конгломератах Курганакской зоны. E – величина деформации (в %); M – содержание метаморфических фаз (в %) (по [1]).

«Складки» без складок. Актуальным в геологии является вопрос о механизмах формирования структурных форм, обычно рассматриваемых как складки, т.е. волнообразные изгибы пластов без разрыва сплошности. Тем не менее существуют *псевдоскладчатые* структуры, формирование которых связано не с изгибной деформацией, а с дифференциальным проскальзыванием доменов (минеральных зерен, галек, фрагментов тектонической дезинтеграции) относительно друг друга, т.е. с механизмом течения. Подобные формы выявлены как в осадочных отложениях, так и в метаморфических комплексах [2]. Сравнительный анализ структурных форм и процесса их образования в несцементированных сыпучих отложениях и в монолитных метаморфизованных образованиях (рис. 4) позволил выявить действие *особого структурообразующего механизма* – объемного течения гранулированных сред, основным свойством которых является сверхтекучесть, что оказывает существенное влияние на проявление дислокационного процесса, связанного с тектоническим течением горных пород [3, 4].

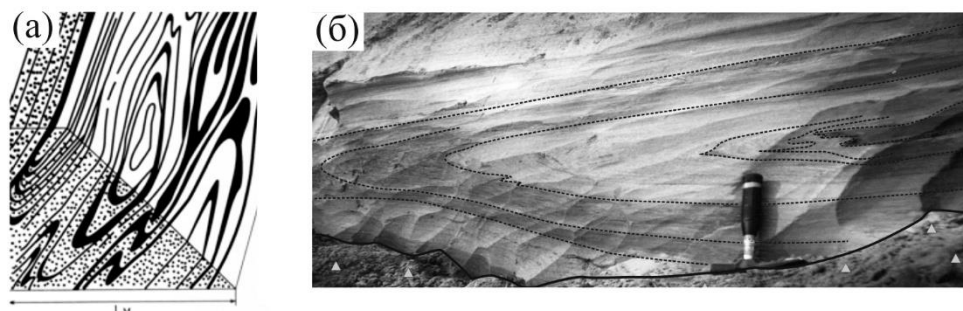


Рис. 4. Псевдоскладчатая структура, сформированная за счет течения гранулированных сред: (а) – кварцито-песчаники шокшинской свиты (Карельский массив); (б) – пески моренного комплекса Ярославского Поволжья.

Рассмотренные в докладе примеры отражают парадоксальные на первый взгляд явления, приводящие к структурно-вещественным метаморфозам осадочных комплексов и порождающие разночтение в трактовке их геологической природы.

- [1] Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- [2] Копелиович А.В., Симанович И.М. Структуры дифференциального скольжения в иотнийских кварцито-песчаниках Прионежья // Доклады АН СССР. 1963. Т. 151, № 3. С. 675–678.
- [3] Леонов М.Г. О тектонической деформации гранулированных геологических сред // Доклады АН. 1997. Т. 353, № 1. С. 79–82.
- [4] Cambell C.S. Rapid granular flow // Annual Review of Fluid Mechanics. 1990. V. 22. P. 57–92.



НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И U-Pb ИЗОТОПНОМУ ВОЗРАСТУ ЦИРКОНОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Ф.П. Леснов¹, А.А. Монгуш²

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

² Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru

Территория Республики Тыва, как один из регионов Алтае-Саянской складчатой области, является благоприятным полигоном для исследований по петрологии офиолитовых ассоциаций и входящих в их состав мафит-ультрамафитовых массивов [4, 5, 7]. U-Pb изотопное датирование цирконов из пород этих массивов является одним из инструментов при исследованиях магматических комплексов, в составе которых выделяются протрузии реститогенных ультрамафитов, прорывающие интрузивы габброидов, а также локализованные между ними контактово-реакционные зоны [1–3, 5, 6]. В продолжение исследований в этом направлении нами продатирована коллекция из 87 кристаллов циркона, выделенных из 15-килограммовой пробы габбро-диоритов, небольшой шток которых прорывает протрузивный блок ультрамафитов в Коптинском мафит-ультрамафитовом массиве верховья р. Бол. Копто.

Кристаллы циркона имеют длиннопризматический дипирамидальный габитус и тонкую осцилляторную зональность, ориентированную параллельно граням призмы, и характеризуются неравномерным распределением элементов-примесей. При этом зоны пирамид обогащены легкими и отчасти остальными РЗЭ, имеют пониженные значения параметра Ce/Ce^* по сравнению с центральными зонами кристаллов, а также, как правило, почти лишены катодолюминесцентного свечения (рис. 1).

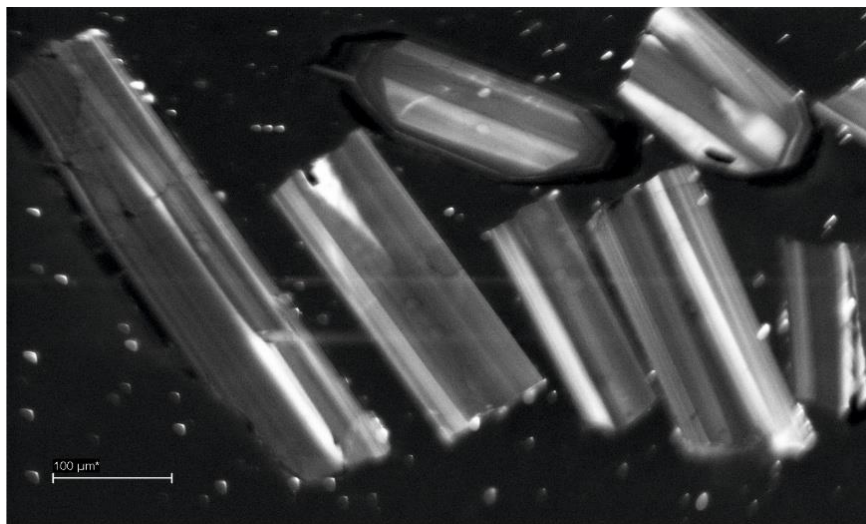


Рис. 1. Выполненные в катодолюминесцентном режиме микрофотографии обломков длиннопризматических дипирамидальных кристаллов циркона из габбро-диоритов Коптинского массива.

Зоны пирамид кристаллов обогащены легкими и отчасти остальными РЗЭ, имеют пониженные значения параметра Ce/Ce^* по сравнению с центральными зонами кристаллов, а также, как правило, лишены катодолюминесцентного свечения. Значения U-Pb изотопного возраста цирконов, рассчитанные по параметру $^{207}Pb/^{206}Pb$, варьируются в интервале 472–870 млн лет. Расчеты показали, что исследованные цирконы не подвергались «омоложению» вследствие частичной потери радиогенных изотопов под влиянием пластических деформаций и что их конкордантный возраст составляет 498.2 ± 1.6 млн лет (рис. 2).

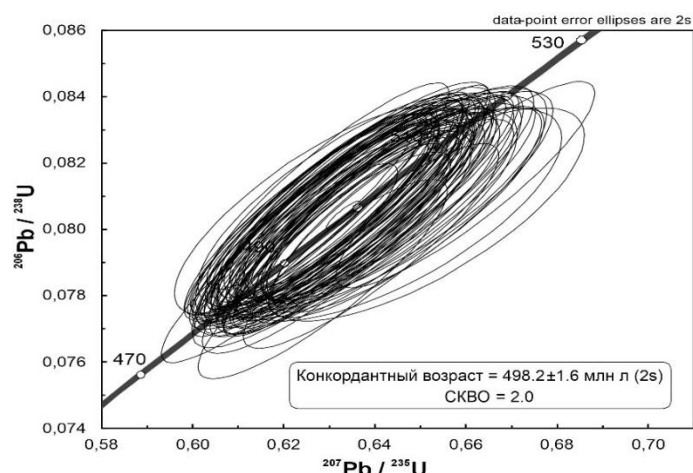


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для кристаллов циркона из пробы габбро-диоритов Кх24-4 Коптинского массива.

Поскольку Коптинский массив включает в себя протрузивные блоки реститогенных ультрамафитов и прорывающие их интрузивные тела габброидов, он рассматривается нами в качестве полигенного комплекса, входящего в состав офиолитовой ассоциации [4].

Предполагается, что габбро-диориты, слагающие шток, прорывающий блок ультрамафитов, имеют гибридную природу и что расплав, из которого они были сформированы, изначально имел гранитоидный состав, однако позже он был контаминирован фемическими компонентами, вследствие чего его химический состав приблизился к составу габброидов. В пользу этого предположения может служить тот факт, что в габбро-диоритах было обнаружено необычно большое для габброидов количество кристаллов циркона, которые по их длиннопризматическому бипирамидальному габитусу и U-Pb изотопному возрасту почти аналогичны цирконам из плагиигранитов, штоки которых распространены в районе изученного массива [7].

Авторы выражают благодарность В.Н. Королюку и А.В. Карпову за помощь при проведении аналитических исследований.

Исследования выполнены по государственным заданиям ИГМ СО РАН (№ 0330-2018-0023) и ТуВИКОПР СО РАН (№ 121031500140-2).

- [1] Леснов Ф.П., Хлестов В.В., Карпов А.В. и др. Использование U-Pb датировок полихронных цирконов из перидотитов Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива для определения условий его формирования (Южная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 195–197.
- [2] Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Семёнова Д.В. Полихронные и полигенные цирконы из пород Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива (Центральная Тува) // Породо-, минерало- рудообразование: достижения и перспективы исследований. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 373–375.
- [3] Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К., Монгуш А.А., Сергеев С.А. U-Pb изотопный возраст цирконов из гарцбургитов и хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Юго-Восточная Тува) // Породо-, минерало- рудообразование: достижения и перспективы исследований. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 369–372.
- [4] Леснов Ф.П., Кузугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: ГЕО, 2019. 350 с.
- [5] Монгуш А.А., Монгуш С.-С.С., Кадыр-оол Ч.О. Геодинамика формирования долгоживущей палеорифтогенной Каахемской структурной зоны (Восточная Тува) // Природные ресурсы, среда и общество. 2023. № 2. С. 34–48.
- [6] Ойдул Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Семенова Д.В. Полихронные цирконы из пород Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива и вопросы его генезиса (Центральная Тува) // Геосферные исследования. 2021. № 4. С. 37–49.
- [7] Симонов В.А., Котляров А.В., Куликова А.В. Условия формирования палеоокеанических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2024. 309 с.



ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ В СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИСТИГХЕМСКОГО ПРОГИБА ТУВЫ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Е.Ф. Летникова^{1,2}, А.В. Иванов¹, Д.Д. Булгакова^{1,2}, С.И. Школьник³

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

² Новосибирск, Новосибирский государственный университет

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В северной части тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), традиционно относимого к тектоническим блокам островодужного происхождения, изучена вулканогенно-осадочная последовательность раннего палеозоя Систигхемского прогиба – кембрийские баянкольская, эжимская, терекская, аласугская (?) свиты, ордовикские нижнемалиновская, отукдашская свиты. Установлено, что в их строении преобладают вулканические породы от риолитов до базальтов, их туфы и в значительном количестве туфоконгломераты, а осадочные породы представлены кварцевыми и аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами.

На основе данных U-Pb датирования зерен циркона методом LA ICP-MS из вулканических и осадочных пород, а также валунов туфоконгломератов получено геохронологическое обоснование последовательности вулканических и осадочных событий в пределах центральной части Систигхемского прогиба.

Формирование стратифицированной последовательности здесь начинается с раннекембрийских вулканогенно-осадочных отложений баянкольской свиты, возраст которой геохронологически обоснован датированием зерен циркона из туфов – 530 млн лет, содержащих также ксеногенные цирконы в диапазоне 570–600 млн лет, и согласуется с находками в вышележащих карбонатных отложениях археоциат. В туфоконгломератах для трех валунов гранитоидов установлен возраст – 575, 589 и 633 млн лет.

Формирование вулканогенно-осадочных толщ терекской и эжимской свит, согласно датированию циркона из двух проб туфов этих свит, происходило одновременно в интервале 512–510 млн лет. Кроме них в выборке для туфа эжимской свиты присутствуют цирконы других возрастных диапазонов – 528–540 и 550–620 млн лет. Единичные десять зерен циркона не образуют значимых пиков и находятся в интервале от 0.9 до 2.8 млрд лет. Для туфа терекской свиты также установлены ксеногенные цирконы с возрастом 520–550 и 570–635 млн лет.

Зеленые сланцы аласугской свиты позднего кембрия протягиваются широкой субширотной полосой на многие десятки километров. Считается, что в составе этой свиты присутствуют только осадочные породы. В результате проведенных исследований нами выделено два типа отложений в разрезе этой свиты. Зеленые сланцы в районе р. Эжим представлены сланцами, субстратом для которых послужили рециклированные осадки пассивной континентальной окраины. Их накопление происходило не древнее 490 млн лет в ордовике, а не кембрии, как это считалось ранее. Палеозойская популяция цирконов в двух пробах имеет возраст от 473 до 540 млн лет. Присутствуют две дискретные группы цирконов неопротерозоя – 550–650 и 780–840 млн лет. Установлены единичные зерна мезо- и палеопротерозоя (1075, 1850, 2440 млн лет) и шесть зерен цирконов в интервале от 2031 до 2075 млн лет. Второй тип разреза установлен нами в междуречье рек Уюк и Тарлаг. Уже при полевых исследованиях стало ясно, что в разрезе выделяемой здесь аласугской свиты присутствуют не зеленые сланцы, а зеленокаменно-измененные вулканические породы, сформировавшиеся, согласно данным U-Pb датирования цирконов, 490–520 млн лет назад. Более древние ксеногенные цирконы в них не обнаружены. Таким образом, в разрезе аласугской свиты присутствуют как рециклированные осадочные породы, так и вулканические породы, близкие к ним по времени образования. Являются ли они составляющими единой вулканогенно-осадочной последовательности или искусственно объединены, покажут дальнейшие исследования.

Разрез нижнемалиновской свиты в левом борту р. Уюк в районе пос. Малиновка традиционно считался одним из осадочных типовых разрезов ордовика тувинского сегмента ЦАСП, отражающего накопление в постколлизийных и посторогенных осадочных бассейнах. При полевых исследованиях в стратотипическом разрезе нами установлена следующая последовательность в разрезе этой свиты мощностью более 500 м – бордовые и зелено-серые вулканомиктовые песчаники с редкими прослоями кварцевых песчаников, базальты (до 30 м мощности), бордовые туфиты с косою слоистостью, туфоконгломераты, бордовые и зелено-серые вулканомиктовые песчаники. Нормально-осадочными породами в разрезе являются только кварцевые песчаники с хорошо окатанными равномерно зернистыми обломками кварца, редко плагиоклаза и слюды и кремнистым цементом. Все остальные породы являются вулканогенными или вулканогенно-осадочными. Цирконы из серого крупнозернистого кварцевого песчаника из стандартной пробы были выделены в небольшом количестве и имеют возраст в интервале 470–513 млн лет. В туфоконгломератах обломки валунной и галечной размерности представлены исключительно обломками кварца, указывая на зрелость обломочного материала, образованного в обстановках длительного стабильного поднятия в пределах суши. Для всех трех изученных проб вулканомиктовых пород нижнемалиновской свиты – матрикса туфоконгломератов, серового и бордового туфопесчаников – получена близкая оценка их возраста в интервале 476–484 млн лет. На основе этих данных установлен раннеордовикский возраст пород нижнемалиновской свиты. Второй по представительности является популяция цирконов от 800 до 900 млн лет, образуя две группы – 818–836 и 874–896 млн лет. Присутствуют единичные зерна 557, 615, 750, 790, 1095, 1832, 1997, 2520, 2710 млн лет.

Изученные разрезы отукдашской свиты силура в действительности оказались вулканогенно-осадочными с туфоконгломератами, а не осадочными. Геохронологически обоснован их возраст – 462 млн лет при датировании циркона из риолитового туфа. Для десяти валунов магматических пород из туфоконгломератов установлено несколько возрастных групп – 620, 575, 550–555, 517 и 480 млн лет.

Таким образом, установлена последовательность формирования стратифицированных пород (вулканических и осадочных) от 530 до 460 млн лет в Систигхемском прогибе. Тесная ассоциация вулканитов, в том числе базальтов, туфоконгломератов, содержащих докембрийские валуны гранитоидов, и кварцевых и аркозовых песчаников, а также разнообразие данных о возрасте зерен циркона с докембрийским возрастом указывают на накопление этих отложений в осадочном бассейне в пределах блока земной коры с длительной историей развития, не свойственной островодужным комплексам. Обобщение полученных геохронологических данных для всех изученных свит показывает их согласованность и возможность выделить единые интервалы тектономагматической активности в истории тектонического блока, в пределах которого происходило их образование: 800–900, 620–630, 575–590, 540–555, 530–460 млн лет при вкладе неоархейских и палеопротерозойских источников в формирование этих раннепалеозойских пород. Вся совокупность полученных геологических и геохронологических данных указывает на отсутствие проявлений остроудужного вулканизма и коллизийно-аккреционных событий в раннем палеозое в пределах Систигхемского прогиба Тувы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 25-17-00040.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ В.Г. БЕЛИЧЕНКО ПРИ ТЕРРЕЙНОВОМ АНАЛИЗЕ КАК ОСНОВА СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Е.Ф. Летникова¹, С.И. Школьник², Л.З. Резницкий²

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

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

Во многом современные представления о тектоническом строении восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса опираются на результаты геологических исследований доктора геолого-минералогических наук Валентины Георгиевны Беличенко, многие десятилетия работавшей в Институте земной коры СО РАН. Уже в 60-х годах прошлого столетия ею впервые с единой позиции были даны хорошо обоснованные схемы расчленения верхнего протерозоя и раннего палеозоя огромного региона, выделены формационные типы и ряды, проанализирована фациальная изменчивость во времени, палеогеографические и палеотектонические обстановки. Научные результаты этого первого периода, помимо многочисленных статей и кандидатской диссертации (1956 г.), обобщены в монографиях: «Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья» (1962 г.) и «Нижний палеозой Западного Забайкалья» (1969 г.). Эти исследования были также первым, весьма важным опытом выяснения позиций, занимаемых фосфатоносной, марганценоносной, железомарганцевой формациями во времени и пространстве, закономерностей их распределения. Результаты исследований имели большое научное и практическое значение и в виде отдельных разделов вошли в первые крупные периодические издания: «Стратиграфия СССР» (1963 г.), «Геология СССР» (1961–1964 гг.).

В последующем Валентину Георгиевну привлекла актуальная и острая проблема каледонид, роль каледонского этапа в формировании Саяно-Байкальского и в целом Центрально-Азиатского складчатого пояса. От ее решения принципиально зависели реконструкции геологической истории громадных областей Центрально-Азиатского региона, общая стратегия решения геологических задач. В геологической истории подвижных поясов Восточной Сибири и прилегающих регионов решающая роль традиционно отводилась байкальскому этапу. В условиях крайнего дефицита изотопно-геохронологических данных одним из ведущих критериев возраста толщ считался уровень их метаморфизма. Целые комплексы, обширные пояса на этом основании относились к докембрию; в зональных метаморфических комплексах выделялись многочисленные «глыбы», «выступы», «срединные массивы». В.Г. Беличенко подошла к решению проблемы на основе формационного анализа, сопоставлений опорных разрезов, палеогеографических реконструкций и ряда других геологических критериев. Ей удалось доказать господствующую роль каледонид в строении Байкальской складчатой области, охарактеризовать седиментационные циклы, выделить вертикальные ряды осадочных, вулканогенных и магматических формаций, отражающих все стадии развития каледонид, систематизировать данные по минерагении. Построения Валентины Георгиевны отличались фундаментальностью и принципиальной новизной и легли в основу монографии «Каледониды Байкальской горной области» и докторской диссертации (1980 г.). Сейчас, когда многие утверждения Валентины Георгиевны блестяще подтвердились новейшими изотопными данными, ряд положений представляется вполне естественным и тривиальным. Но 30–35 лет назад нужны были и немалая научная смелость, предвидение и уверенность в собственных материалах и логике, чтобы идти «поперек» общего течения.

Классические исследования В.Г. Беличенко по каледонидам подготовили почву и стали основой для перехода к анализу региона как части Палеоазиатского океана с позиций мобилистской парадигмы, под знаком которой протекал третий этап творческой деятельности В.Г. Беличенко. С 80-х годов она – один из ведущих исполнителей от ИЗК СО РАН крупных международных проектов и карты террейнов Восточной Сибири и Дальнего Востока. Необходимо подчеркнуть, что в этих работах, требовавших глубокого синтеза всего комплекса геологических и

геофизических данных, реализовался совершенно новый подход к анализу геологической ситуации, фактически создавалось принципиально новое видение геологии и геологической истории. Громадный опыт, блестящее знание региональной геологии и широкая эрудиция Валентины Георгиевны оказались просто незаменимы при решении таких вопросов, как выделение и обоснование границ террейнов, интерпретация совместно с геофизиками данных на глубину и ряда других. Результатом этих исследований совместно с Е.В. Складчиковым, Н.Л. Добрецовым и О. Тонмуртогом стала «Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент», опубликованная в 1994 г. в журнале «Геология и геофизика».

Авторы этого сообщения во всех своих исследованиях в восточном сегменте ЦАСП опирались на результаты тектонического районирования, предложенного В.Г. Беличенко. Полученные нами в дальнейшем геохимические, изотопные и геохронологические данные для магматических, метаморфических и осадочных пород расширили и дополнили представления о выделенных ею террейнах в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы, но ни разу не вступили с ними в противоречие.

В своем сообщении мы приведем полученные нами за последние 20 лет данные о строении и этапах развития Тувино-Монгольского микроконтинента, включая Бутугольскую глыбу, Икатского, Джидинского, Баргузинского, Хамардабанского и Хамсаринского террейнов, отдавая дань таланту и научному предвидению Валентины Георгиевны Беличенко.



МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПИКРИТ-ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd СИСТЕМАТИКА

И.И. Лиханов¹, П.С. Козлов², А.Д. Ножкин¹, Ю.Л. Ронкин²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, likh@igm.nsc.ru

² Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УРО РАН, kozlov@igg.uran.ru

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации древнего суперконтинента Нуны [1, 2]. Детальный обзор мировых возрастных аналогов рифтогенных и внутриплитных магматических событий в интервалах времени 1380–1350 млн лет, установленных в структурах ряда крупных кратонов суперконтинента Нуны, приведен в работе [3]. Тем не менее проблемы оценки геохронологических рубежей в истории этого суперконтинента во многом остаются дискуссионными и далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли [4]. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, в котором обсуждаются особенности происхождения, возрастной рубеж и стратиграфический уровень пикрит-пикробазальтового вулканизма Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса на юго-западе Сибирского кратона. Повышенный металлогенический интерес к древней рифтогенной структуре вызван локализацией в районе исследования Панимбинского золоторудного и Татарского Р-Та-Nb месторождений [5].

Объект исследования – Ишимбинско-Татарская шовная зона (ИТШЗ), включающая Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс (РПВП). Здесь изучены Панимбинский и Михайловский опорные участки, расположенные на севере РПВП. На Панимбинском участке интерес представляет панимбинская толща, сложенная метаморфизованными туффитами и туфами пикробазальтов и метаосадочными породами [6]. Толща метапород Михайловского участка имеет неоднородное строение, в ее составе преобладают актинолитовые, хлорит-актинолитовые амфиболиты и двуполевошпатовые амфибол-диопсидовые метавулканиды. Перекрываются метавулканиды черными глиноземистыми слюдисто-графитистыми сланцами с кордиеритом и андалузитом. Метаморфические породы района исследований слагают юго-восточную периферию Тейского метаморфического комплекса [7].

Результаты термобарометрии показали видимые различия в пределах погрешностей методов [8] по РТ-параметрам формирования толщ разного химического состава: 4.8–4.9 кбар/527–549 °С – метатуфиты пикробазальтов; 5.0–5.8 кбар/543–612 °С – метабазиты; 3.5–4.6 кбар/522–636 °С – метапелиты.

Результаты изучения Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS изотопной систематики выполнены для образцов пород в целом и выделенных из них минералов (диопсиды, амфибол, плагиоклазы), представляющих кординскую свиту и панимбинскую толщу Ишимбинско-Татарской шовной зоны в северной части РПВП соответственно (таблица).

ID-TIMS данные, характеризующие изотопный состав Rb-Sr вулканида из основания нижней пачки метавулканогенно-осадочных пород кординской свиты (образец П-517-5) и выделенных из нее минералов двух диопсидов и плагиоклазов, на графике Николайсена удовлетворяют линии регрессии, наклон которой в указанных координатах определяет возраст метаморфической дифференциации регионально-метаморфизованных толщ – 827 ± 17 млн лет и величину первичного отношения изотопов стронция – 0.72051 ± 0.00089 . Параметры референсной линии на графике $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для плагиоклаза Pl_1 и амфибола Amp_1 соответствуют возрасту 1363 ± 21 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(1363) = -2.6$. Наконец, ^{147}Sm - ^{143}Nd модельный возраст, соответствующий точке пересечения линий эволюции изотопного состава неодайма и деплетированного резервуара (DM) на графике T vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, составляет 2642 млн лет.

**Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS изотопная систематика пород и минералов ИТШЗ в северной части
Рыбинско-Панинбинского вулканического пояса**

Образец	Порода, минерал	Свита/ толща	Изотопная система	Возраст [млн лет], IR, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	Графическое представление
П-517-5	Метавулканит (Wr), диопсид (Di), амфибол (Amp), плаггиоклаз (Pl)	Кординская свита, R ₁	Rb-Sr	827±17, 0.72051 ±0.00089	
			^{147}Sm - ^{143}Nd	1363±21, $\epsilon_{\text{Nd}}(1363)=-2.6$	
				T _{DM} =2642, $\epsilon_{\text{Nd}}(827)=-13.4$	
П-514-1	Метаморфизован ный туф (туфолава?) пикробазальта (Wr), амфибол (Amp)	Панинбинская толща, R ₃	^{147}Sm - ^{143}Nd	1377±40, $\epsilon_{\text{Nd}}(1377)=-7.0$	
				T _{DM} =2502, $\epsilon_{\text{Nd}}(1377)=-7.0$	

П р и м е ч а н и е. R₁ – нижнерифейская система, 1350–1650 млн лет. IR – Initial Ratio. Wr – порода в целом. T_{DM-1st}, T_{DM-2st} – одностадийный и двухстадийный Nd модельный возраст. CHUR, DM – линии эволюции хондритового и деплетированного модельных резервуаров.

На графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фигуративные точки породы в целом метаморфизованного туфа (образец П-514-1) и выделенного из нее амфибола удовлетворяют линии согласования, параметры которой диагностируют среднерифейский возраст – 1377±40 млн лет, а также наличие определенного вклада корового материала, что подтверждается величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(1377)=-7.0$. Вычисленный в рамках модельных представлений об эволюции деплетированной мантии, неодимовый возраст T_{DM} 2502 млн лет согласуется с рубежом неоархей – палеопротерозой.

Полученные значения возраста внутриплитного вулканизма и связанного с ним рифтогенного метаморфизма в Ишимбинско-Татарской шовной зоне подтверждены Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{144}Nd , U-Pb TIMS и SHRIMP-II (циркон) изотопией для границы бурзяния (R₁) и юрматиния на Южном Урале (R₂) [9]. Установленный возраст рифтогенного пикрит-пикробазальтового вулканизма и метаморфизма коррелирует со временем формирования плагиигранитов немтихинского комплекса [10] и с Машакским субглобальным плюмовым магматизмом, проявленными в геодинамической обстановке растяжения в период распада суперконтинента Нуна [11].

Работа выполнена за счет средств РНФ (проект № 21-77-20018-П).

[1] Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

- [2] *Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society of London Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.
- [3] *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.
- [4] *Kontorovich A.E., Khomenko A.V., Burshtein L.M., Likhanov I.I., Pavlov A.L., Staroseltsev V.S., Ten A.A.* Intense basic magmatism in the Tunguska petroleum basin, eastern Siberia, Russia // Petroleum Geoscience. 1997. V. 3. P. 359–369.
- [5] *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 158–181.
- [6] *Козлов П.С., Лиханов И.И.* Геология докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2024. 328 с.
- [9] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е.* Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады РАН. 2011. Т. 436, № 4. С. 509–514.
- [9] *Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22, № 8. P. 743–762.
- [9] *Ronkin Yu.L., Tichomirowa M., Maslov A.V.* The Southern Urals Large Igneous Province with an age of approximately 1380 Ma: Precision U-Pb ID-TIMS constraints // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 468. P. 587–592.
- [10] *Likhanov I.I.* Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): geochemical and geochronological evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12, № 11. 402.
- [11] *Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S.* The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precambrian Research. 2021. V. 361. P. 1–24.



ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА РАННЕГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И.И. Лиханов, А.А. Крылов

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

Докембрийские террейны (Исаковский и Превивинский), образованные преимущественно тектонизированными фрагментами офиолитов и островодужных комплексов, аккрецированы к окраине Сибирского кратона в венде [1]. Это аккреционно-коллизийное событие привело к формированию протяженного Енисей-Саяно-Байкальского складчатого пояса (ЕСБП) и существенному наращиванию континентальной коры кратона [2]. Предполагается, что аккреционно-коллизийные процессы в неопротерозойской истории этого региона генетически и пространственно связаны со становлением Палеоазиатского океана (ПАО) [3]. Согласно современным представлениям, ПАО образовался между Северо-Американским и Сибирским кратонами в результате распада суперконтинента Родиния в период от 1000–900 до 720 млн лет назад и существовал до конца палеозоя [4]. На Енисейском крыже процессы раскола континентальной коры с открытием океанического бассейна фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитов и внутриплитных базитов с возрастом внедрения 797–792 млн лет [5].

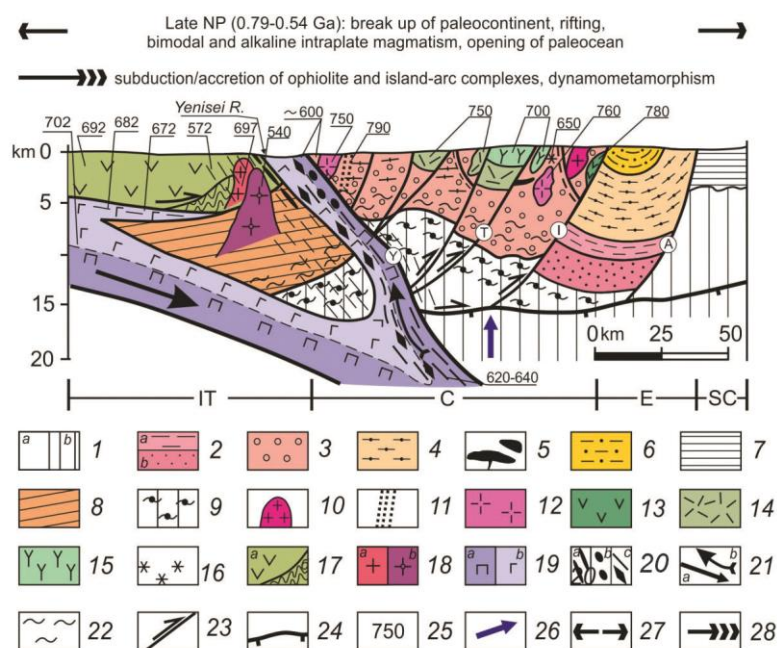


Схема геодинамических событий в поздненеопротерозойской (0.79–0.54 млн лет) эволюции северо-западной части Енисейского крыжа. Блоки: Ц – Центральный, В – Восточный, ИТ – Исаковский террейн; СК – Сибирский кратон. 1 – литосфера: а – океаническая, б – исходная кора; 2–6 – рифтогенно-депрессийные толщи (РР) и (МР): 2 – гаревский комплекс: а – тейская, б – малогаревская и немтихинская толщи (РР), 3 – (РР) и (МР) нерасчлененные, 4 – сухопитская серия (МР), 5 – метавулканыты (МР), 6 – тунгусикская серия (НР); 7 – (МР) и (НР) нерасчлененные; 8 – (РР-НР) нерасчлененные; 9 – кора мигматизированная; 10 – гранодиориты (НР₁); 11 – бимодальные дайки; 12 – граниты (НР₂); 13–16 – рифтогенные ассоциации (НР₃): 13 – плагиоориолит-базальтовая, 14 – риолит-базальтовая, 15 – трахибазальт-трахитовая, 16 – щелочно-ультраосновная; 17–20 – Исаковский террейн (НР₃): 17 – породные комплексы: а – вулканыты, б – осадки, 18 – граниты: а – островодужные, б – постколлизийные, 19 – офиолиты: а – дуниты, перидотиты, б – метагаббро и метабазальты, 20 – тектонические элементы: а – протрузии, б – меланж, с – метабазиты; 21 – движение океанической коры: а – погружение, б – эксгумация; 22 – зоны растяжения; 23 – надвиги и сдвиги; 24 – зоны срывов; 25 – возраст, млн лет; 26 – направление теплового потока и движения вещества из глубинных зон; 27–28 – тектонические обстановки: 27 – растяжения земной коры, 28 – аккреционно-субдукционные.

ПАО понимается как система разновозрастных структур, сформированных в пределах океанической литосферы и затем в ходе последующих эпох тектогенеза причленявшихся к Сибирскому кратону [6]. Этот этап отчетливо проявлен в узкой полосе вдоль современных западной и южной окраины Сибирского кратона. Нами на основании анализа новых данных по геодинамической природе, возрасту формирования и магматическим источникам контрастных пород в составе тектонического меланжа Приенисейской сдвиговой зоны установлена хронологическая последовательность событий, фиксирующая ранние стадии развития ПАО – от формирования фрагментов океанической коры и их аккреции к Сибирскому кратону до постааккреционной стадии растяжения коры и начала каледонского орогенеза. Эти события зафиксированы окраинно-континентальными, офиолитовыми и островодужными ассоциациями пород разного возраста и разной тектонической природы в составе докембрийских террейнов [7].

В Исаковском террейне наиболее древние структуры самого раннего этапа представлены фрагментами океанической коры и островных дуг с возрастом 700–620 млн лет. В конце неопротерозоя (640–620 млн лет) эти базиты субдуцировали под активную окраину Сибирского континента с формированием минеральных ассоциаций глаукофансланцевого метаморфизма. На постабдукционной стадии глаукофансодержащие породы подвергались интенсивным синэкструзионным деформациям в шовной зоне с возрастом около 600 млн лет, маркирующим время аккреции Исаковского блока к западной окраине Сибирского кратона [8]. Завершающие события в ранней истории палеоокеана были связаны с образованием поздневендских рифтогенных миндалекаменных базальтов (572 ± 6.5 млн лет) и внедрением постколлизиионных лейкогранитов Осиновского массива (550–540 млн лет), прорывающих ранние фрагменты океанической коры Исаковского террейна (рисунок) [7].

Установленные поздненеопротерозойские рубежи эволюции Исаковского террейна хорошо согласуются с данными по эволюции ПАО в южном сегменте ЕСБП, опирающимися на датировки детритовых цирконов пород складчатого обрамления юга Сибирского кратона [4]. В глобальном масштабе эти этапы сопоставляются с заключительной фазой распада Родинии, фиксирующей отчленение Сибирского кратона от Лаврентии и раскрытие ПАО с последующими процессами субдукции, аккреции и динамометаморфизма [8–14].

Работа выполнена за счет средств РНФ, проект № 21-77-20018-П.

- [1] Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55, № 1. С. 41–65.
- [2] Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–27.
- [3] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. 2006. Т. 410, № 5. С. 657–663.
- [4] Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 449. P. 118–126.
- [5] Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.
- [6] Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The nature and models of metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.
- [7] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52, № 1. С. 28–51.
- [8] Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- [9] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Веришинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады РАН. 2011. Т. 436, № 4. С. 509–514.
- [10] Kontorovich A.E., Khomenko A.V., Burshtein L.M., Likhanov I.I., Pavlov A.L., Staroseltsev V.S., Ten A.A. Intense basic magmatism in the Tunguska petroleum basin, eastern Siberia, Russia // Petroleum Geoscience. 1997. V. 3, № 4. P. 359–369.

- [11] *Likhanov I.I.* Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): geochemical and geochronological evidence // *Geosciences (Switzerland)*. 2022. V. 12, № 11. 402.
- [12] *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. P. 128–145.
- [13] *Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. P. 743–762.
- [14] *Полянский О.П., Лиханов И.И., Бабичев А.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Свердлова В.Г.* Тектониты Приенисейской сдвиговой зоны (Енисейский кряж): свидетельства и термомеханическая численная модель генерации сверхлитостатического давления // *Петрология*. 2024. Т. 32, № 1. С. 19–45.



СТРУКТУРА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗУНДУК ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Мазукабзов¹, Е.В. Складов¹, 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, alavr@uiggm.nsc.ru

Зона Зундук прослеживается узкой полосой вдоль северо-западного побережья Малого моря. Его северо-западный фланг примыкает к коллизионному шву, а юго-восточный перекрыт водами Малого моря. Судя по материалам геологических карт [1], они контактируют с образованиями Чернорудской зоны. Геологические исследования в пределах зоны Зундук ведутся давно [2] и дают представления о составе пород, их метаморфизме и частично об условиях их залегания. Однако сведения о складчато-разрывных дислокациях в этих образованиях практически отсутствуют, поэтому цель данной работы направлена на восполнение возникшего пробела. При изучении структурных форм в тектонической зоне Зундук использовались методы: 1) непосредственные наблюдения структурных форм и их соотношений в обнажениях с замерами плоскостных и линейных элементов, 2) структурное картирование, 3) стереогеометрический анализ.

В строении зоны выделяются два комплекса, имеющие между собой тектонические контакты: карбонатный и гнейсово-амфиболитовый. При этом карбонатный комплекс до настоящего времени не имеет геохронологических датировок, а возраст гнейсово-амфиболитового комплекса определяется как неопотерозойский по сланцам и тектонически совмещенными с ними разгнейсованными усть-зундукскими гранитоидами [3, 4]. Выделяемые комплексы в пределах зоны слагают протяженные тектонические пластины двух типов. Один тип сложен мраморами (доломитовые и кальцитовые) с редкими линзовидными телами кварцитов и амфиболитов, а другой – амфиболит-гнейсовый.

Амфиболит-гнейсовый тип разреза хорошо обнажен в левом борту р. Зундук и располагается за основным полем мраморов. Здесь вскрыты мигматизированные биотитовые гнейсы и полосчатые амфиболиты, которые пронизаны жилами розовых огнейсованных гранитов. В целом для этих образований характерно устойчивое падение полосчатости на юго-восток под углами до 70°. В гнейсах отмечаются фрагменты замков изоклинальных изолированных складок (интрафолиальные), а также фрагменты структур «складка в складке», которые являются яркими показателями наложения разновозрастных структур. Мезоскладки и более крупные структуры восстанавливаются с трудом. Имеющиеся данные указывают на то, что гнейсы, а также амфиболиты испытали не менее двух этапов деформации. Асимметричные складчатые структуры имеют северную вергентность осевых поверхностей, а их шарниры погружаются на восток под углами 40–55°. В строении разреза фиксируется большое количество милонитовых зон переменной мощности, которые располагаются субсогласно полосчатости. В целом эти данные позволяют полагать, что комплекс этих пород слагает тектоническую пластину, перемещение которой, судя по ориентировке осевых поверхностей складок волочения, асимметрии будин и С-S структурам, осуществлялось в северо-западном направлении.

Мраморный тип разреза тектонически налегает на амфиболит-гнейсовый комплекс. Он представлен доломитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами с подчиненным количеством кальцитовых кальцифиров. В большей своей части мраморы характеризуются массивным сложением, что естественно затрудняет обнаружение складчатых деформаций. Однако на участках с элементами полосчатых текстур удалось собрать информацию для расшифровки складчатой структуры. Так, на хребтах правобережья р. Зундук в полосчатых мраморах наблюдается система мелких сжатых складок (до 2 м), осевые плоскости которых имеют тенденцию к запрокидыванию на северо-запад. Шарниры складок погружаются на юго-запад (220–230° угол 20–30°). Здесь же наблюдаются сочетания структур в породах с разной вязкостью от простых изгибов до сжатых асимметричных складок. В пределах этого участка при детальном изучении складок не наблюдались признаки наложения. Это позволяет сделать вывод о том, что в мраморной толще проявился один деформационный этап.

Фрагмент крупной изоклинальной складки в карбонатном комплексе фиксируется на космоснимках в районе мыса Хужир. По предварительным данным установлено, что здесь в деформации участвуют полосчатые амфиболиты и массивные мраморы. Геометрический анализ показывает, что осевая полосчатость запрокинута на северо-запад, а шарнир полого погружается на северо-восток.

Приведенные данные позволяют сделать предварительный вывод о том, что карбонатный комплекс по структурным признакам является молодым образованием и тектонически совмещен с неопротерозойскими структурами.

- [1] Федоровский В.С., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Добрецов Н.Л., Котов А.Б., Тевелев Арк.В. Коллизионная система Западного Прибайкалья: Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 447–452.
- [2] Ескин А.С. Древние метаморфические комплексы Западного Прибайкалья // Геология Прибайкалья. Путеводитель AZOPRO. Иркутск, 1969.
- [3] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Чо М., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чонг В., Ким Дж. Первые данные о возрасте пород северного фланга Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Доклады РАН. 2017. Т. 476, № 3. С. 316–320.
- [4] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M. et al. 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.



ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ЦИРКОНА ИЗ ПЛИОЦЕНОВЫХ ГРАВИЙНЫХ ГАЛЕЧНИКОВ СОЧИ-АДЛЕРСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Е.И. Махиня¹, С.Ю. Колодяжный¹, М.А. Устинова¹, К.И. Данцова², Е.А. Шалаева¹

¹ Москва, Геологический институт РАН

² Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

Расположенная на южном склоне Большого Кавказа (БК) Абхазская зона – составная (западная) часть Гагро-Джавского поднятия, для которого характерно сложное сочетание разрывно-складчатых и надвиговых структур кавказского и транскавказского направлений [7]. В конце палеогена эта часть южного склона БК испытала существенное погружение, а также накопление терригенно-карбонатных и глинисто-песчаных толщ. В субширотном направлении вдоль Абхазской зоны прослежены Ахштырская и Ахунская брахиантиклинали. Ядра этих складок сложены верхнемеловыми карбонатными породами. Оси складок полого (7–8°) погружены на запад [2]. Имея в виду эту особенность Абхазской зоны, иногда ее относят к структурам Закавказского массива [1]. В пределах Абхазской зоны выделяют Сочи-Адлерскую депрессию (САД) (рис. 1), представляющую собой, с одной стороны, часть Закавказского межгорного прогиба, а с другой – юго-восточное, выходящее на сушу продолжение северо-восточного борта Туапсинского прогиба. Один из фрагментов САД расположен в междуречье Сочи – Псоу. С севера он граничит с горстом-антиклиналью Ахцу, а с северо-запада перекрыт Воронцовским покровом.

В разрезе САД традиционно выделяют терригенно-карбонатную ахштырскую свиту (поздний палеоцен – ранний эоцен) и терригенно-карбонатную черноморскую серию (олигоцен – миоцен, возрастной аналог майкопской серии). В работе [3] черноморская серия разделена на четыре свиты суммарной мощностью до 1.2 км – мацестинскую, хостинскую, сочинскую и кудепстинскую. Позднее в сводном разрезе черноморской серии между сочинской и кудепстинской свитами была выделена мысовидненская, а выше кудепстинской – адлерская и прервинская свиты мощностью до 1.5 км. Верхи черноморской серии с размывом перекрыты валунно-галечной толщей мощностью до 110 м. Эта толща имеет ограниченное распространение и фрагментарно обнажена в приустьевой части долины р. Мзымта.

Разрез валунно-галечной толщи представлен ритмичным переслаиванием валунников, галечников, гравийников и их слабоцементированных разностей. Песчанистый матрикс имеет разные оттенки, обусловленные его разным минеральным составом. Прослой грубообломочных пород со светло-серым матриксом имеют мощность до 4 м, а с коричневато-серым – до 1.2 м. Гальки и валуны представлены породами широкого спектра состава: темно-сери-коричневыми алевролитами, черными аргиллитами, зелеными и черными порфиритами, скрытокристаллическими сланцеватыми породами. Специально отметим, что в валунниках, галечниках и конгломератах отсутствует галька карбонатных пород. Валунно-галечная толща содержит остатки понтийских моллюсков *Dreissena anisoconcha* Andrusov 1893, *Didacna incerta* Deshayes 1838, *Didacna (Pontalmyra) rostriformis* Taner 1974, а также лютет-приабонский нанопланктон *Reticulofenestra reticulata* (Gartner & Smith, 1967) Roth & Thierstein [6]. Эту толщу традиционно относят к миоплиоцену.

Валунно-галечная толща в низовьях р. Мзымта слагает пологопадающую (аз. пад. 230<10) моноклиаль, осложненную множеством мелких субвертикальных северо-восточных разрывов. Поверхности зеркал скольжения, приуроченных к этим разрывам, покрыты глинистыми примазками с отчетливыми (хорошей сохранности) штрихами скольжения правосдвиговой кинематики. Общая простая моноклиальная структура толщи на этом участке также осложнена мелкими трещинами отрыва, связанными с формированием сбросов южного (в сторону Черного моря) падения. Субширотные участки сместителей сбросов пересекают мелкие трещины, парагенетически связанные, очевидно, со сдвигом.

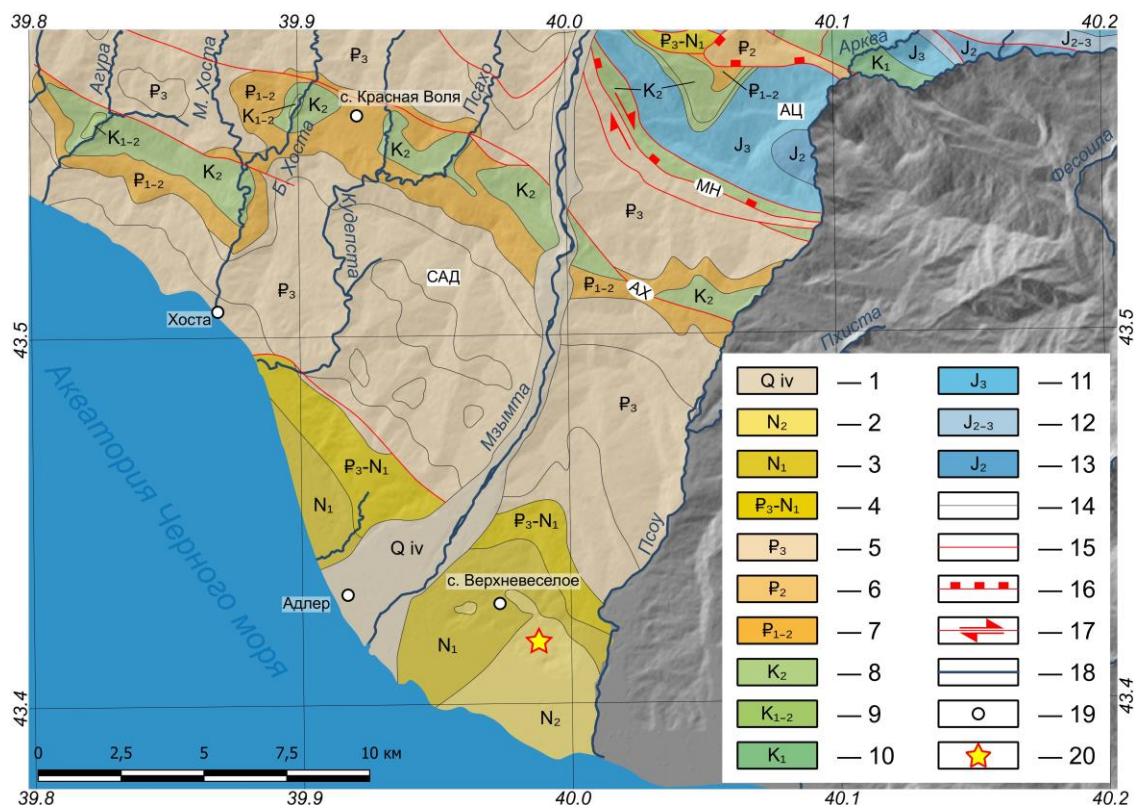


Рис. 1. Геологическая карта САД. 1–13 – площади распространения пород: 1 – четвертичного аллювия, 2 – плиоценовых толщ, 3 – миоценовых толщ, 4 – олигоцен-миоценовых толщ, 5 – олигоцен-миоценовых толщ, 6 – эоценовых толщ, 7 – объединенных толщ эоцена – палеоцена, 8 – верхнемеловых толщ, 9 – нерасчлененных меловых толщ, 10 – нижнемеловых толщ, 11 – верхнеюрских толщ, 12 – средне- и верхнеюрских толщ, 13 – среднеюрских толщ; 14–17 – границы 14 – стратиграфические, 15 – разломы неясной кинематики, 16 – надвиги/взбросы, 17 – правосдвиговые смещения; 18 – речная сеть; 19 – населенные пункты; 20 – разрез плиоценовой гравийно-галечной толщи. Обозначения на карте: АХ – ахштырский разлом, АЦ – горст-антиклиналь Ахцу, МН – монастырский разлом, САД – Сочи-Адлерская депрессия.

Из тонкопесчанистых прослоев *валунно-галечной* толщи была отобрана проба для выделения детритового циркона (dZr), который был датирован в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Большинство (198 из 204) полученных оценок возраста имеют дискордантность, приемлемую для дальнейшей содержательной интерпретации результатов датирования dZr. Доминирующая популяция dZr (69 определений) юрская. Для первых шести самых молодых датировок средневзвешенный возраст – 154.5 ± 1.7 млн лет (MSWD=0.112), а для следующих семи молодых датировок – 165.4 ± 1.5 (MSWD=0.063). Средневзвешенный возраст следующей юрской подгруппы из 11 датировок – 175.5 ± 1.4 (MSWD = 0.073). Среди более поздних датировок хорошо проявлен пермско-триасовый сигнал (интервал) – 52 датировки, а также полимодальный герцинский сигнал в диапазоне 299–448 млн лет (48 определений). В интервал 451–1916 млн лет попало 29 датировок. Из них девять попадает в интервал, характерный для Пери-Гондванского провенанс сигнала [4, 5], а 11 образуют неопротерозойскую группу. Кроме того, присутствуют единичные мезопротерозойские и семь палеопротерозойских датировок.

Для определения источников сноса обломочного материала, аккумулярованного в мио-плиоценовой *валунно-галечной* толще низовьев р. Мзымта, нами проведен сравнительный статистический анализ юрской части полученного возрастного набора dZr и возрастного набора датировок циркона, выделенного из пород гойтхского риолитового комплекса (ГРК).

Южная часть ареала ГРК расположена в 40–45 км севернее поля распространения *валунно-галечной* толщи в низовьях р. Мзымта. Для риолитов этого комплекса характерна афанитовая основная масса и разноразмерные включения угловатых, реже изометричных фенокристаллов кварца (0.20–1.25 мм), альбита (0.25–0.85 мм), а также редких включений микроклина, граната и мелких чешуек биотита. Альбит заметно серицитизирован и пелитизирован. В единичных кристаллах кварца удалось запечатлеть следы стрейн-деформации в виде характерных теней давления.

Из риолитов ГРК была отобрана проба для выделения циркона и последующего его датирования. Изотопные анализы 29 из 31 проанализированного кристалла циркона показали хорошую сохранность U-Th-Pb системы (рис. 2). Значение средневзвешенного возраста, вычисленное по датировкам 24 кристаллов циркона, 170.84 ± 1.26 млн лет (MSWD=0.022).

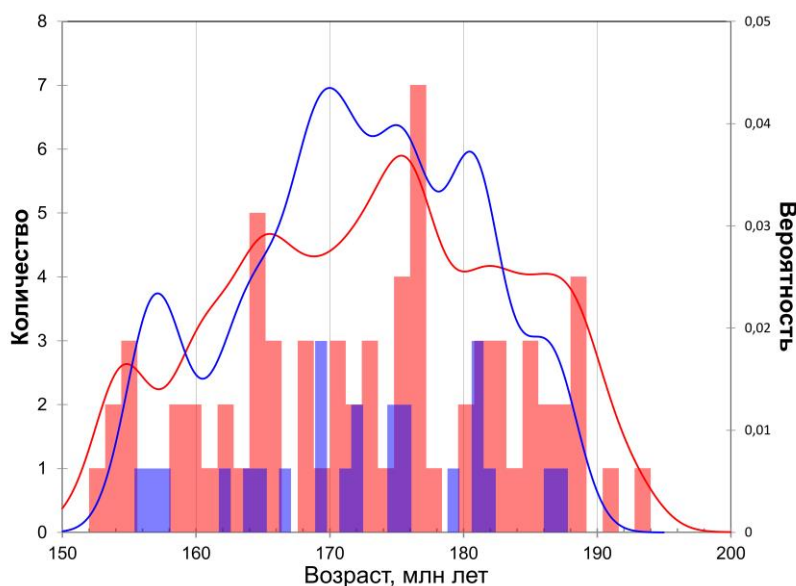


Рис. 2. Полученные геохронологические результаты и их сравнение: юрские интервалы КПВ и гистограммы (красный цвет – результаты по валунно-галечной толще САД, синий – результаты по риолитам ГРК).

Статистическое сравнение юрской популяции dZr из пород миоплиоценовой *валунно-галечной* толщи низовьев р. Мзымта и юрских датировок кристаллов циркона из риолитов ГРК, проведенное с помощью определения критерия Колмагорова-Смирнова, а также тестов Overlap-Similarity (коэффициента Шимкевича-Симпсона) [8], продемонстрировало высокое сходство сравниваемых возрастных наборов. Это позволяет сформулировать вывод о том, что источником сноса обломочного материала, аккумулярованного в мио-плиоценовой *валунно-галечной* толще САД, могли быть риолиты ГРК, распространенные к северу от САД. Однако необходимо также принимать в расчет то обстоятельство, что юрские магматические породы широко распространены и на Малом Кавказе. То есть не исключено участие южных источников сноса детрита в заполнении САД.

Исследование выполнено при поддержке РНФ, грант № 24-27-00252, <https://rscf.ru/project/-24-27-00252/>.

- [1] Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. 760 с.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. К-37-IV (Сочи). СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
- [3] Келлер Б.М., Меннер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1945. Т. 20, № 1–2. С. 83–101.
- [4] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- [5] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0825.
- [6] Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии: (Стратиграфия, условия образования, нефтегазоносность). М.: Недра, 1964. 309 с.
- [7] Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя // Известия АН СССР. 1961. № 3. С. 26–43.
- [8] Gehrels G.E. Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California // GSA Special Paper. 2000. V. 347.



СЕРЕБРО В ВУЛКАНИТАХ УРИГОЛЬСКОГО ГАЙОТА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

А.Я. Медведев¹, М.А. Горнова¹, И.В. Гордиенко², А.А. Каримов¹, В.А. Беляев¹

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

² Улан-Удэ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Серебро более халькофильно и сидерофильно, чем медь, поэтому оно в значительной мере было захвачено металлической и сульфидной фазами при образовании земного ядра [1]. В основном данные о геохимии серебра касаются рудных районов [2]. Поведение элемента в изверженных породах изучено слабо. Недавно была рассмотрена геохимия серебра в пермотриасовых вулканитах Сибирского кратона, которые являются типичными внутриплитными образованиями. [3]. Было интересно рассмотреть поведение и содержание элемента в вулканитах других геодинамических обстановок.

До настоящего времени не было данных о содержании серебра в вулканитах Джидинской островодужной системы Палеоазиатского океана. Нами рассмотрены породы структурно-вещественного комплекса Уригольского гайота, расположенного в приустьевой части р. Ури-Гол. Основание гайота сложено серпентинитовым меланжем с блоками апогипербазитовых серпентинитов, полосчатых и изотропных габбро, габбро-пироксенитов, а также дайками габбро-долеритов и долеритов. На этом основании залегают толща подушечных лав субщелочных базальтов, которые по своему составу соответствуют ОИБ. Выше по разрезу расположены лавовые потоки базальтов и трахиандеизбазальтов, относимых к E-MORB-типа [4].

Проанализировано 45 образцов вулканитов. Содержание серебра было определено атомно-эмиссионным методом (АЭА) с использованием дугового разряда [5] по специально разработанной методике [6]. Отметим, что данная методика позволяет получать результаты, вполне сопоставимые с данными, полученными ICP-MS. Пределы обнаружения составляют 0.01 г/т.

Определенные содержания серебра составляют величины от 0.03 до 0.12 г/т. Кларк серебра равен 0.10 г/т. Следовательно, содержание Ag в изученных породах как меньше кларка, так и немного больше. Нами была предпринята попытка связать поведение элемента с содержанием петрогенных и редких элементов. Однако ничего определенного не получилось. Не наблюдается какой-либо зависимости между содержанием серебра и магнезиальностью пород. Следовательно, изменение магнезиальности пород, отвечающее за степень фракционирования родоначальных магм, не влияет на изменение концентрации серебра. Также не отмечено какой-то зависимости от щелочности пород. Несмотря на большой разброс по кремнекислотности – от 44 до 65 % SiO₂, никакой зависимости не наблюдается. В большинстве месторождений серебро коррелирует со свинцом [2], однако в данных вулканитах этого не отмечается. Также не наблюдается зависимости между концентрацией Ag и такими халькофильными элементами, как Cu и Ni.

Серебро образует много минералов, но в основном это сульфиды и сульфосоли. Вхождение серебра в структуры силикатных минералов весьма затруднительно.

Ag в процессах эволюции основных магм ведет себя аналогично меди и золота. Ранее нами были определены коэффициенты распределения Au и Cu между сульфидным и силикатными расплавами [7, 8]. Коэффициент распределения серебра, вероятнее всего, занимает место между золотом и медью.

Из вышесказанного можно сделать вывод, что процессы фракционирования основных расплавов не приводят к накоплению серебра. Следовательно, повышенные содержания этого элемента могут быть связаны только с процессами сульфидообразования. В нашем случае Ag в незначительных количествах входит в силикатные минералы, так же как полевые шпаты или пироксены.

Исследование проведено в рамках госзадания по проекту № 0284-2021-0006 с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

- [1] Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Бабанский А.Д., Магазина Л.О., Цепин И.А. Халькофильные металлы в процессах магмообразования и формирования ядра Земли // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1, № 6. С. 7–15.
- [2] Антонов А.Е. Зарубежные месторождения серебра. 2-е издание, дополненное. М.: ГЕОС, 2009. 312 с.
- [3] Медведев А.Я., Альмухамедов А.И. Геохимия серебра в пермотриасовых траппах Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 876–882.
- [4] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде – палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 120–140.
- [5] Смирнова Е.В., Кузнецова А.И., Чумакова Н.Л. Атомно-эмиссионный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1993. 230 с.
- [6] Kuznetsova A.I., Zarubina O.V., Sklyrova O.A. Determination of trace elements (Ag, B, Ge, Mo, Sn, W, Tl) in reference samples of solid and bottom sediments by atomic emission spectrometry: a traceability and fitness-for-purpose study // Geostandards and Geoanalytical Research. 2007. V. 31, № 3. P. 251–259.
- [7] Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Распределение халькофильных элементов между сульфидным и силикатным расплавами (по экспериментальным данным) // Доклады АН СССР. 1997. Т. 236, № 4. С. 965–968.
- [8] Миронов А.Г., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кренделев Ф.П. Геохимия золота в расплавах базальтового состава (по экспериментальным данным) // Геохимия. 1978. № 11. С. 1639–1652.



ВЛИЯНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАДВИГОВОГО ПОЯСА НА ФОРМИРОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В ФОРЛАНДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.В. Мисюркеева^{1,2}, А.Г. Вахромеев², И.В. Буддо²

¹ Иркутск, ООО СИГМА-ГЕО, mnv@crust.irk.ru

² Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Зоны сочленения древних платформ и складчатых поясов, независимо от их возраста и геодинамической истории, представляют собой уникальные тектонические области, в которых надвиговая тектоника часто играет существенную роль в формировании месторождений углеводородов. Ярким подтверждением этому служат примеры нефтегазовых провинций, локализованных в таких зонах, как сочленение Восточно-Европейской платформы с Уральским складчатым поясом, на границе Аравийской платформы с Загросским складчатым поясом и другие [1, 2]. Залежи приурочены к сложной многоярусной системе, включающей как осадочные толщи краевых прогибов, так и надвинутые аллохтонные комплексы, и автохтонные породы платформы, а надвиговая тектоника выступает ключевым фактором, контролирующим формирование ловушек и миграцию флюидов в структурных этажах.

Южный фланг Сибирской платформы, граничащий с Байкало-Патомским складчатым поясом, не является исключением [3]. Его строение и геологическая история, в частности закрытие Палеоазиатского океана в позднем палеозое и последующее надвигообразование, оказали решающее влияние на формирование и современное размещение залежей углеводородов в Ангара-Ленской и Непско-Ботубинской НГО. Особое значение имела кайнозойская тектоническая активизация, которая дополнительно усложнила структуру региона и определила современное распределение углеводородных и гидроминеральных залежей, способствуя перераспределению флюидов, формированию современных аномальных пластовых давлений.

Байкало-Патомский складчато-надвиговой пояс на юге Сибирской платформы протяженностью более 1.2 тыс. км перекрывает значительную часть известных месторождений углеводородов (УВ), включая уникальное Ковыктинское газоконденсатное месторождение (ГКМ). Для рассматриваемой шарьяжно-надвиговой системы характерна поясная зональность, что обуславливает сложное строение месторождений [4]. В частности, на Ковыктинском ГКМ залежи углеводородов и гидроминеральных ресурсов формируются как в автохтонном, так и в аллохтонном комплексе.

В основу работы положены материалы геолого-геофизических исследований (аэрогравимагниторазведка, сейсмо-, электроразведка, бурение) прошлых и современных лет, по которым производилась непосредственная геологическая интерпретация, а также архивные материалы и современные представления о геодинамической модели региона.

Современными исследованиями с применением комплекса геофизических методов выявлено, что стратиграфический разрез восточной части Ковыктинского ГКМ характеризуется двухъярусным строением [4]. В автохтоне – слабодислоцированных отложениях венда и рифея – в песчаниках парфеновского горизонта сосредоточены основные запасы газа, в то время как в надвинутом аллохтоне – интенсивно нарушенных кембрийских галогенно-карбонатных породах – сосредоточены запасы редкометалльных рассолов, а также фиксируются промышленные газопроявления [5, 6].

Таким образом, зона сочленения контролирует комплексное расположение залежей в обоих структурных этажах.

Наибольший интерес на сегодняшний день представляет бильчирский карбонатный горизонт (ангарская свита), наиболее часто проявляющийся себя как рапопроявлением с аномально высоким пластовым давлением (АВПД), так и выбросами газа [7, 8]. Установлено перекрытие его газовой и рапоносной залежи аллохтонной Орлингской пластиной [5, 6], что подтверждает гипотезу авторов о формировании природного карбонатного резервуара на основе надвиговой модели.

Многочисленные примеры из мировых нефтегазоносных бассейнов показывают, что надвиги играют ключевую роль в формировании и контроле углеводородных скоплений, обеспечивая как формирование ловушек, так и пути миграции флюидов из смежных складчатых областей (Загросский бассейн, Аппалачи, Предуралье). В случае Ковыктинского месторождения комплексные геолого-геофизические исследования выявляют аналогичные механизмы. Данные 3D сейсморазведки показывают чешуйчато-надвиговое строение аллохтонной части, выявляют зоны трещиноватости, а геоэлектрические маркеры позволяют выявлять флюидонасыщенное емкостное пространство и свидетельствуют о возможной миграции флюидов из Байкало-Патомского палеоочага, подтверждая проницаемость надвиговых зон [9].

Ковыктинское ГКМ расположено в уникальной геодинамической обстановке зоны перекрытия Сибирской платформы и Байкало-Патомского надвигового пояса и представляет собой исключительный природный объект для изучения взаимосвязи тектонических процессов с формированием углеводородных и гидроминеральных систем.

Формирование Ковыктинского ГКМ стало результатом сложного взаимодействия коллизионных и постколлизионных процессов, детально изученных в последних исследованиях [10]. Особую роль в современной структурно-флюидной организации месторождения сыграла кайнозойская тектоническая активизация [6, 11], которая привела к перераспределению флюидных систем, формированию аномальных пластовых давлений и локализации залежей редкометалльных рассолов.

Несмотря на значительную изученность региона, вопросы генезиса и пространственного распределения залежей остаются дискуссионными.

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 25-77-30006, <https://rscf.ru/project/25-77-30006/>.

- [1] Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.
- [2] Камалетдинов М.А., Сизых В.И., Казанцева Т.Т. и др. Надвиговая тектоника Восточно-Европейской и Сибирской платформ (сравнительная характеристика и значение для нефтегазоносности) // Известия АН РБ. Геология. Уфа, 2000. № 5 С. 46–60.
- [3] Сизых В.И., Лобанов М.П., Коваленко С.Н. Проблемные вопросы нефтегазоносности Сибирской платформы в связи с покровным строением // Геология и минерагения юга Сибири: Вестник ГеоИГУ. Иркутск: ИГУ, 2005. Вып. 4. С. 62–66.
- [4] Сметанин А.В. Предбайкало-Патомский надвиговой пояс // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 14–20.
- [5] Мисюркеева Н.В., Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Буддо И.В., Горлов И.В., Шемин Г.Г. Детализация надвиговых структур осадочного чехла в Ковыктинско-Хандинской зоне отраженной складчатости // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 2s. 0607. doi:10.5800/GT-2022-13-2s-0607.
- [6] Сибирский кратон и его складчатые обрамления в истории Земли: палеогеография, палеогеодинамика и полезные ископаемые. Иркутск: ООО «Восточно-Сибирская типография», 232 с.
- [7] Вахромеев А.Г. Закономерности формирования и локализации месторождений промышленных рассолов в карбонатных каверново-трещинных резервуарах кембрия юга Сибирской платформы (по данным глубокого бурения, испытания скважин и полевой геофизики). Иркутск: Изд-во ИрННТУ, 2015. 248 с.
- [8] Gorlov I.V., Vahromeev A.G., Smirnov A.S., Ilyin A.I., Misyurkeeva N.V., Buddo I.V., Shemin G.G., Pozdnyakova I.S. Detailing the geological structure of the Cambrian deposits of the Kovykta gas condensate field // Conference Proceedings, GeoBaikal 2020. V. 2020. P. 1–6. doi:10.3997/2214-4609.202052051.
- [9] Мизурский А.В. Масштабные латеральные перемещения пород и флюидов на Сибирской платформе // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2010. № 1. С. 53–57.
- [10] Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V., Khubanov V.B., Sizov A. Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: Evidence from U-Pb dating of detrital zircons // Journal of Asian Earth Sciences X. 2022. V. 8, № 2. 100107. doi:10.1016/j.jaesx.2022.100107.
- [11] Вахромеев А.Г., Мамаков Д.О., Демидова Е.В., Мисюркеева Н.В., Корнилова Т.А., Пуляевский М.С. Геологическое строение природных резервуаров венда и венд-кембрия юго-восточной части Ангаро-Ленской ступени по результатам нового этапа ГРП на нефть и газ // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2023. Т. 8, № 3. С. 22–37. doi:10.51890/2587-7399-2023-8-3-22-37.



U-Pb ВОЗРАСТ КУРТУШИБИНСКИХ ОФИОЛИТОВ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

А.А. Монгуш

Кызыл, ТувИКОПР СО РАН, amongush@inbox.ru

В Алтае-Саянской складчатой области выделяются офиолиты, геодинамическая природа которых связана с зонами субдукции, срединно-океанических хребтов или внутриплитного океанического магматизма [1–3]. Однако во многих случаях возраст офиолитов является недостаточно изученным, ввиду чего место и роль офиолитов при палеогеодинамических реконструкциях остаются дискуссионными. Типичный пример в этом плане – офиолиты, распространенные в пределах Куртушибинского хребта Западного Саяна.

Куртушибинские офиолиты представляют собой относительно слабо тектонически дезинтегрированную ассоциацию, состоящую из пакетов тектонических пластин протяженностью 250 км и шириной 0.5–10.0 км. На участке Коярд офиолиты представляют следующие серии пород, последовательно сменяющие друг друга вверх по разрезу и с запада на восток в плане: дунит-гарцбургитовая (1620 м), серпентинит-верлит-клинопироксенит-габбровая (570 м), габбровая с отдельными телами пироксенитов, перидотитов и диабазовых даек (270 м), дайковая (740 м), осадочно-эффузивная (200 м) [2, 3]; дайковая серия вмещает единичные жилы плагиогранитов. Общая мощность разреза 3400 м.

Куртушибинские офиолиты сложены породами N-MORB-подобного геохимического типа, но с “надсубдукционными геохимическими метками” [4, 5].

В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на SHRIMP-II проведено U-Pb изотопное датирование единичных зерен циркона из образца плагиогранита с истока р. Левый Коярд, для которого получено конкордантное значение возраста 569 ± 6 млн. л.; $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ образца плагиогранита составляет +7.3 [5].

В целом, куртушибинские (~570 млн л.), хемчикские (офиолиты Западной Тувы, ~578 млн л.) и агардагские (~580–570 млн л.) офиолиты, а также раннеостроводужные (офиолитовые) магматические комплексы Ондумской подзоны (~572–556 млн л.) формировались на ранней стадии эволюции, на этапе начала субдукции Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы [6], во время масштабного формирования конвергентных границ в пределах Палео-азиатского океана.

[1] Добрецов Н.Л. и др. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. № 9. С. 952–967.

[2] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

[3] Симонов В.А., Котляров А.В., Куликова А.В. Условия формирования палеоокеанических комплексов АССО. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2024. 309 с.

[4] Волкова Н.И. и др. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме // Геохимия. 2009. № 4. С. 401–414.

[5] Монгуш А.А. и др. Возраст и геодинамическая позиция офиолитов Куртушибинского хребта Западного Саяна // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520, № 2. С. 185–192.

[6] Монгуш А.А. и др. Кислый магматизм Ондумской островодужной подзоны (Тува): геохимические, Sm-Nd и U-Pb изотопные данные о ранней стадии эволюции энсимантической палеоостровной дуги // Геология и геофизика (в печати).



U-Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД РАЙОНА ЧИКАНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АНГАРО-ЛЕНСКАЯ СТУПЕНЬ, ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

**З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.Г. Вахромеев,
Е.А. Гладкочуб, У.С. Ефремова**

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

Чиканское нефтегазоконденсатное месторождение (НГКМ) является сателлитом гигантского Ковыктинского НГКМ, приуроченного к Ангаро-Ленской нефтегазоносной области, расположенной в центральной части Ангаро-Ленской ступени юга Сибирской платформы (ЮСП). Согласно [1], докембрийские породы чехла Ангаро-Ленской ступени ЮСП относятся к Ийско-Жигаловской зоне Ангаро-Ленского внутреннего района ЮСП и представлены терригенными образованиями верхней и нижней подсвиты чорской свиты, которые подразделяются на непский и тирский региональные стратиграфические горизонты (РГ), а также подстилающими их терригенными породами тыптинской свиты. По данным [2, 3], наиболее перспективными на обнаружение промышленных залежей углеводородов являются терригенные породы тыптинской и чорской свит, в которых выделяются базальный, боханский, шамановский и парфеновский продуктивные горизонты (ПГ) [3]. В данном сообщении представлены результаты U-Pb (LA-ICP-MS) исследований детритового циркона из терригенных пород тыптинской свиты (базальный ПГ), нижней подсвиты чорской свиты (боханский ПГ) и верхней подсвиты чорской свиты (парфеновский ПГ), из керна глубоких скважин, пробуренных в пределах Чиканского НГКМ.

U-Pb геохронологические исследования детритового циркона проведены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объема HelEx II. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %.

Из полевошпат-кварцевого песчаника тыптинской свиты (базальный ПГ), из интервала 3435–3466 м была отобрана проба Z61 для U-Pb (LA-ICP-MS) изучения возраста детритового циркона. Всего было выделено и проанализировано 100 зерен детритового циркона. Значения возраста с дискордантностью <10 % были получены для 17 зерен. Возраст самого молодого зерна составил 1740 млн лет, самого древнего – 2700 млн лет. Основные возрастные пики формируются на отметках 1880 и 2530 млн лет, что соответствует позднему палеопротерозою и неоархею. Остальные зерна циркона, в которых отмечаются большие потери свинца, на графике с конкордией образуют две отчетливые линии регрессии с верхними пересечениями на отметках 1870 и 2530 млн лет, что хорошо согласуется с полученными конкордантными оценками возраста.

Из полевошпат-кварцевого песчаника нижней подсвиты чорской свиты (боханский РГ), из интервала 3306–3449 м, была отобрана проба Z60. Было выделено и проанализировано 100 зерен детритового циркона, для 88 зерен были получены значения с дискордантностью <10 %. Возраст самого молодого детритового циркона составил 726 млн лет, самого древнего – 2775 млн лет. Наибольшее количество оценок возраста образуют две основные возрастные популяции, соответствующие раннему неопротерозою и позднему палеопротерозою с основными пиками на 918 и 1860 млн лет соответственно.

Из полевошпат-кварцевого песчаника верхней подсвиты чорской свиты (парфеновский РГ), из интервала 3111–3124 м, была отобрана проба Z57 для геохронологических исследований. Всего было выделено и проанализировано 117 зерен детритового циркона, значения с дискордантностью <10 % были получены для 113 зерен. Возраст самого молодого детритового циркона составил 538 млн лет, самого древнего – 2840 млн лет. Наибольшее количество конкордантных значений образуют три основные возрастные популяции, соответствующие позднему и раннему неопротерозою и позднему палеопротерозою, с основными пиками на 613, 828, 1776 и 1866 млн лет.

U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритового циркона из изученных стратоподразделений демонстрирует различные спектры распределения с кардинальными отличиями основных возрастных популяций. Нижняя часть изученного разреза, представленная песчаниками тыптинской свиты, обнаруживает позднепалеопротерозойские и неоархейские оценки возраста детритового циркона. Вышележащие терригенные породы нижней подсвиты чорской свиты обнаруживают основные возрастные популяции раннепротерозойского и позднепалеопротерозойского возраста. Для песчаников верхней подсвиты чорской свиты характерны поздние- и раннепротерозойские, а также позднепалеопротерозойские основные возрастные популяции. Полученные авторами ранее данные о вещественных составах терригенных пород тыптинской свиты, а также верхней и нижней подсвиты чорской свиты указывают на разные составы пород в области их источников [4], что в совокупности свидетельствует о различных условиях седиментации каждого изученного стратоподразделения.

Согласно современным представлениям об эволюции ЮСП на временной рубеж около 600 млн лет приходятся масштабные аккреционно-коллизийные процессы, связанные с ранними стадиями закрытия Палеоазиатского океана и формированием структуры северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [5, 6]. В ходе этих событий произошла трансформация бассейна пассивной континентальной окраины Сибирского кратона в периферический форландовый осадочный бассейн, сменившийся затем бассейном общего погружения платформы [5–10]. На основании данных о вещественном составе и возрасте детритового циркона можно теоретически допускать, что накопление терригенных пород тыптинской свиты могло происходить в позднем протерозое на южной окраине СП, за счет разрушения позднепалеопротерозойских и неоархейских магматических и метаморфических пород, слагающих фундамент ЮСП [11]. Песчаники нижней подсвиты чорской свиты накапливались в форландовом бассейне, образованном в результате протерозойских аккреционно-коллизийных событий, имевших место вдоль ЮСП около 600 млн лет назад, за счет разрушения позднепалеопротерозойских пород фундамента ЮСП, а также раннепротерозойских магматических и метаморфических пород террейнов, слагающих северный сегмент ЦАСП [5, 7–10]. Седиментация терригенных пород верхней подсвиты чорской свиты происходила в бассейне общего погружения, сменившем форландовый бассейн, около 545–535 млн лет назад. В качестве основных источников обломочного материала рассматриваются поздние- и раннепротерозойские магматические и метаморфические породы террейнов северного сегмента ЦАСП. В меньшем количестве обломочный материал поступал в бассейн седиментации за счет разрушения позднепалеопротерозойских пород фундамента ЮСП.

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>.

- [1] Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы / Ред. Н.В. Мельников, Л.Н. Репина. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.
- [2] Мельников Н.В., Якишин М.С., Шишкин Б.Б. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
- [3] Скузоватов М.Ю. Ресурсы природного газа и конденсата Ангара-Ленской газоносной области // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 3–4. С. 614–627.
- [4] Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкохуб Д.П., Вахромеев А.Г. Состав и условия накопления протерозойских терригенных пород Ангара-Ленского района юга Сибирской платформы // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Сборник тезисов VII Всероссийской научной конференции с международным участием (15–18 сентября, 2025 г.). Владивосток: ДВГИ ДВО РАН (в печати).
- [5] Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.
- [6] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. 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.
- [7] 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. Р. 20–45.

- [8] Romanov M., Sovetov Ju.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*. 2021. V. 63, № 13. P. 1658–1681.
- [9] Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V., Khubanov V.B., Sizov A.V. Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: Evidence from U-Pb dating of detrital zircons // *Journal of Asian Earth Sciences*: X. 2022. V. 8. P. 100107.
- [10] Motova Z.L., Donskaya T., Gladkochub D., Khubanov V. U-Pb ages of detrital zircons and composition of clastic sedimentary rocks from the southern periphery of the Siberian craton: Implications for the earliest Cambrian evolution of southern Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2024. V. 264. P. 106048.
- [11] 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.



ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПЕСЧАНИКОВ НИЖНЕПЕРМСКОЙ АКСАУТСКОЙ СВИТЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

А.С. Новикова

Москва, Геологический институт РАН

В геологическом строении высокогорной части Большого Кавказа (БК) и его северного склона участвуют обломочные, в т.ч. грубообломочные, стратифицированные образования среднекаменноугольно-пермского стратиграфического диапозона. Это герцинский синорогенный молассовый комплекс. В пределах Передового хребта и сопредельных районов Бечасынской зоны БК нижнепермскую часть молассового комплекса составляют преимущественно красноцветные породы континентального генезиса, расчлененные снизу вверх на аксаутскую и киньрчадскую свиты.

Объект нашего исследования – песчаники аксаутской свиты в ее типовом разрезе на р. Аксаут. Разрез свиты представлен чередованием красноцветных, реже серовато-бурых полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов [2, 3]. Раннепермский (ассельско-сакмарский) возраст свиты обоснован находками в нижней части ее разреза остатков ископаемой хвойной (*Walchia piniformis* Schl. [5], *Lebachia piniformis* (Schl.) Flor., *L. hypnoides* Brong., *L. frondosa* (Ren.) Flor. [8]) и кардоитовой (*Cordaite principalis* Gein. [2]) флоры, а также обломков костей и чешуи пресноводных рыб из рода *Acanthodis* [2, 3]. Свита без признаков несогласия, а иногда с эрозийными карманами в основании перекрыта киньрчадской свитой красноцветных конгломератов, песчаников и краснокаменных андезитовых и дацитовых порфириров, кварц- и полевошпат-порфировых трахириолитов и их туфов [2, 9]. Из нижней части разреза киньрчадской свиты известны сборы отпечатков хвойных (*Walchia* sp.) растений и следы тетрапод, позволяющие с учетом положения в разрезе сопоставить свиту с артинским ярусом ранней перми [8]. Известная оценка возраста 253 ± 10 млн лет K-Ar методом [1] киньрчадских эффузивов – верхнее ограничение времени формирования свиты.

Для изучения зерен обломочного циркона (dZr) из низов разреза аксаутской свиты на левобережье р. Аксаут, в 25 м от русла, против устья безымянного притока отобрана проба Ar-7 (N 43°36'55.3", E 41°38'57.4") красноцветных песчаников (рис. 1).

Песчаники сложены неокатанными обломками кварца (~25 %), полевого шпата (~10 %) – неизмененного тонко сдвойникового основного плагиоклаза, серицитизированного кислого плагиоклаза и ортоклаза, гранитоидов, кристаллических и хлоритовых сланцев, филлитов, вулканитов, кремней. В аксессуарных количествах присутствуют слюды (~5 %), хлорит (5 %), циркон. Цемент (~10 %) кальцитовый и гематитовый, поровый и пленочный (рис. 2).

Пестрый состав полевых шпатов свидетельствует о незрелости песчаного материала, а наличие в породе биотита и низкая окатанность обломков – о накоплении песчаников вблизи питающей провинции. По классификации [10] песчаники можно отнести к полевошпат-кварцевым грауваккам и рассматривать как образования первого седиментационного цикла, сложенные обломками в основном магматических и метаморфических пород. Компонентный состав таких песчаников предопределен составом материнских пород и соответствует петрогенному грауваковому парагенезу, характерному для терригенных пород, сформированных в краевых и предгорных прогибах за счет разрушения быстрорастущего орогена [11].

Проба AR-7 начальным весом ~2 кг раздроблена до –0.5 мм на щековой дробилке. Измельченный материал промыт на концентрационном столе, просушен, подвергнут магнитной и трехстадийной (2, 5 и 8 А) электромагнитной сепарации. Из немагнитной фракции в бромформе выделены тяжелые минералы. Выбранные из них вручную случайным образом с использованием бинокуляра dZr имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы до половины типичного размера зерен. U-Pb-изотопное датирование этих dZr выполнено методом LA-ICP-MS в ЦКП ГИН РАН. Описание аппаратуры, технологии измерений, приемов обработки данных см. в работе [4].



Рис. 1. Общий вид обнажения красноцветов аксаутской свиты (слева), из которого отобрана проба AR-7 (справа).

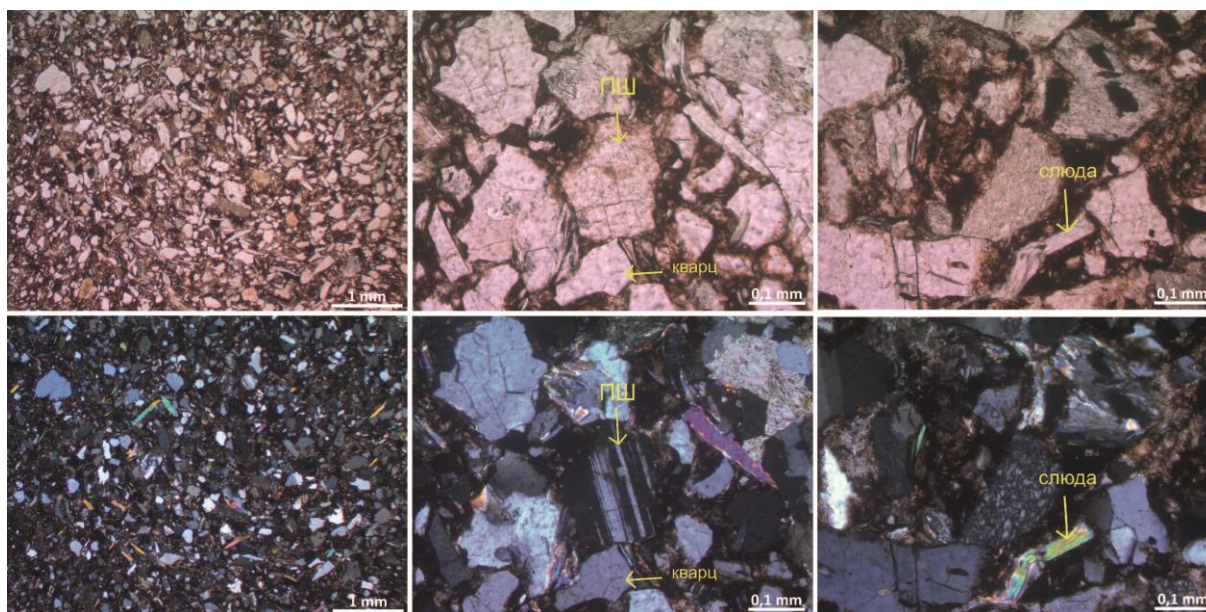


Рис. 2. Микрофотографии красноцветных песчаников аксаутской свиты (проба Ar-7). Вверху николи параллельны, внизу скрещены. Слева – общий вид, в середине и справа – увеличенные фрагменты с включениями полевого шпата, кварца и слюды.

Размер большинства изученных dZr 50–150, реже 200–250 мк. Почти все dZr прозрачные, с коричневатой окраской, в поляризованном свете (за единичным исключением) имеют простой узор, очень слабые по интенсивности интерференционные окраски в неярких зелено-красных тонах, содержат многочисленные разнородные включения, каналы течения вещества, иногда осложнены трещинами. В единичных случаях в dZr видны древние (унаследованные) ядра. Большинство изученных dZr от слабо- до сильноокатанных (при оценке степени окатанности dZr использован принцип, предложенный в работе [6]). Несколько полностью окатанных зерен есть только среди dZr, получивших докембрийские оценки возраста. В группе из 19 dZr с возрастными оценками моложе 327 млн лет только четыре зерна слабо или средне окатанны, остальные

– неокатанные (отчетливо видна острая вершина). В этой группе почти во всех зернах можно распознать правильно кристаллографически оформленные удлиненные кристаллы. Такие характеристики dZr с самым молодым возрастом, вместе с микропетрографическими особенностями песчаников, позволяют предполагать, что изученные песчаники содержат значительную долю материала первого седиментационного цикла, в образовании которого принимали участие близко расположенные первичные источники сноса.

Всего проанализировано 120 зерен dZr, извлеченных из пробы AR-7. Для 39 dZr получены возрастные оценки ядер и оболочек, а для двух зерен – ядра и двух оболочек. Всего получено 156 кондиционных датировок, использованных для построения КПВ (рис. 3, А, Б), из них минимальная – 282 ± 3 млн лет, а максимальная – 2713 ± 18 млн лет.

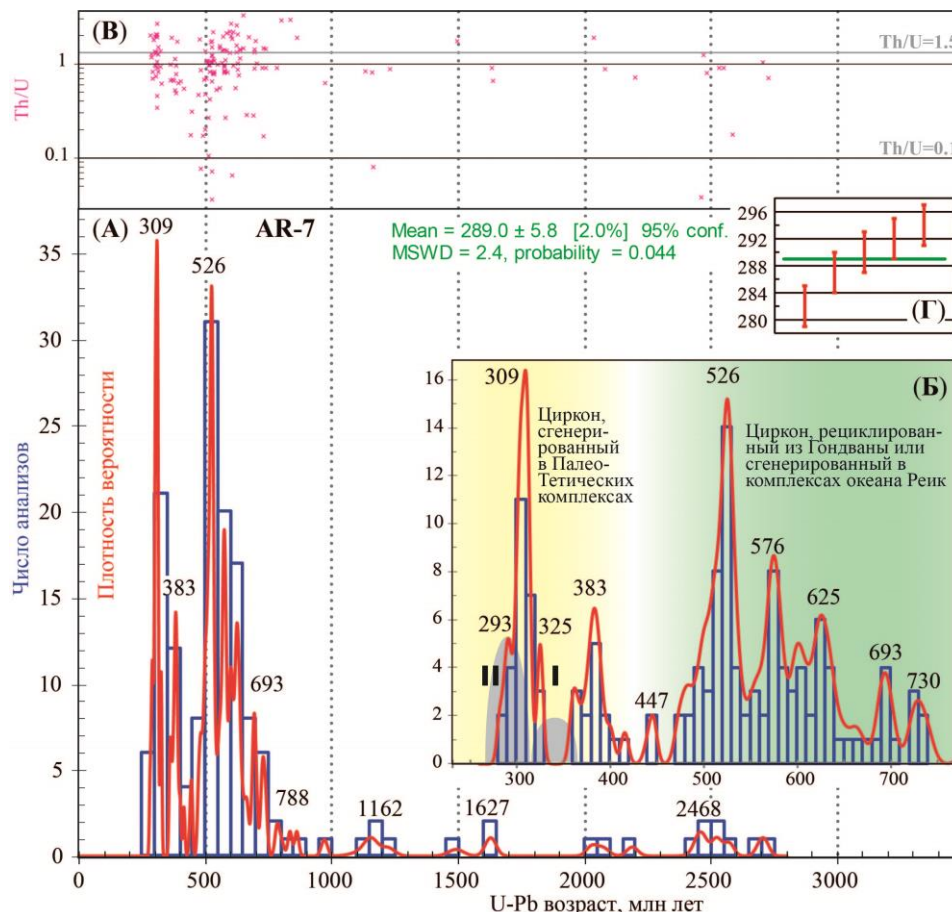


Рис. 3. А – гистограмма и КПВ (красная линия) U-Pb изотопного возраста dZr из пробы Ar7. Б – увеличенный фрагмент (А). В – диаграмма «Th/U vs U-Pb возраст». Г – взвешенный средний возраст по пяти самым молодым датировкам.

Серые овалы маркируют этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье (этап I – 360–315 млн лет, этап II – 315–270 млн лет, по работе [7]), зеленым цветом выделен интервал возрастов dZr, рециклированных из Гондваны и/или сгенерированных в океане Реик, желтым – в океане Палео-Тетис.

В изученных dZr содержания Th 4–1692 мкг/г и U 24–1441 мкг/г; при этом величины Th/U варьируются в диапазоне 0.04–3.29 (рис. 3, В). Для 82 датировок (48 %) получены величины Th/U в пределах 0.1–1.0 (преимущественно 0.5–1.0). Такие величины Th/U принято считать статистически присущими магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород. Для значительной доли анализов получены повышенные отношения – $\text{Th/U} > 1.5$ (68 датировок), из них в 13 случаях $\text{Th/U} > 2.0$, а в двух > 3.0 . Такие повышенные отношения часто фиксируют в цирконе из мафических пород и/или в цирконе из метаморфических пород высоких температур, низких и средних давлений. Т.е. такие породы широко представлены среди первичных источников dZr.

Семь наиболее молодых датировок получены по неокатанным или слабоокатанным dZr. При этом ни по морфологическому облику, ни по цвету, ни по содержаниям Th и U эти dZr не показывают сходства. Т.е. нет оснований предполагать их происхождение из одного источника. Ни семь, ни пять самых молодых датировок не формируют группу (т.е. в наборе датировок есть,

по крайней мере, одна датировка, отстоящая более чем на $\pm 1\sigma$ от средневзвешенного возраста). Рассчитанный по семи самым молодым датировкам средневзвешенный возраст – 292 ± 6 млн лет ($MSDW=4.2$), а по пяти – 289 ± 6 млн лет ($MSDW=2.4$) (Рис. 3, Г). Последнее значение мы принимаем как нижнее ограничение времени формирования аксаутской свиты.

Полученные датировки образуют две группы возрастов (рис. 3, А, Б). Группа-1 (древняя) – dZr, первичными источниками которых были кристаллические комплексы Гондваны и/или комплексы, сформированные внутри и/или на окраинах океана Реик. Большая часть этих dZr имеет эдиакарско-силурийский возраст (яркий пик – 526 млн лет и слабые пики 576, 625, 693 и 730 млн лет на КПВ). Их происхождение связано с кадомско-авалонской орогенцией (надсубдукционный магматизм на северной окраине Гондваны). Группа-2 образована dZr, сгенерированными в океане Палео-Тетис, распадается на два неравных кластера: пермско-позднекаменноугольный (яркий пик 309 млн лет на КПВ) и девонский (пик 383 млн лет на КПВ). dZr первого кластера соответствуют каменноугольно-триасовому магматизму в Скифско-Понтидской дуге [7].

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 25-17-00301.

- [1] *Абдулаев Р.Н., Афанасьев Г.Д.* Материалы к геохронологии Кавказа // Труды XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1970. С. 76–87.
- [2] *Ажгирей Г.Д. и др.* Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.
- [3] *Белов А.А.* Новые данные по стратиграфии красноцветной толщи нижней перми центральной части Северного Кавказа // Известия вузов. Геология и разведка. 1958. № 12. С. 52–63.
- [4] *Колодяжный С.Ю. и др.* Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть ВЕП): результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.
- [5] *Робинсон В.Н.* Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа // Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. М.: МинГео СССР, 1946. С. 5–32.
- [6] *Романюк Т.В., Котлер П.А.* Методика оценки интегрального показателя окатанности выборки зерен обломочного циркона: пример ченкской толщи киммерид Горного Крыма // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 3. С. 340–357.
- [7] *Романюк Т.В. и др.* Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 453–473.
- [8] *Семенуха И.Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. Лист К-37-VI, (XII) (Карачаевск). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2021.
- [9] *Стратиграфический словарь СССР.* Карбон, пермь / Ред. В.Н.Верещагин. Л.: Недра, 1977. 535 с.
- [10] *Шутов В.Д.* Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
- [11] *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.



РЕКОНСТРУКЦИЯ ПИТАЮЩЕЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИН ОРХОН- СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

А.С. Новикова, А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
novikova-a-s@yandex.ru

В раннем мезозое в пределах южной части Орхон-Селенгинского прогиба центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса произошли мощные излияния лав, сосредоточенные в пределах серии наложенных впадин (Бугатской, Хушиг-Ундерской и Могодской). Этот вулканизм фиксирует постколлизийный этап в развитии западного замыкания Монголо-Охотского бассейна. С ним также связано и образование крупного Cu-Mo порфирового месторождения Эрдэнэт, локализованного в борту Бугатской впадины [1, 2]. По составу продукты вулканических излияний соответствуют трахиандезибазальт-трахиандезит-трахитовой серии, выделяемой в регионе как могодская свита. Разнообразие петрографических и геохимических характеристик пород свиты позволяет предполагать, что вариации их состава не в полной мере объясняются неоднородностью источника магм. По мере подъема к поверхности магматические расплавы эволюционировали в промежуточных камерах, что накладывало свой отпечаток на их характеристики. В данной работе мы приводим реконструкцию строения питающей магматической системы для вулканических толщ могодской свиты. Для этого были выполнены детальные петрографические исследования фенокристов лав, определены их составы, по которым с использованием мономинеральных геотермобарометров для амфибола и клинопироксена [3, 4] и геотермобарометров клинопироксен-расплав [5, 3] и амфибол-расплав [4] были реконструированы РТ-условия кристаллизации магм в промежуточных камерах.

Среди пород могодской свиты выделяются две контрастные по составу группы: низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 1$ мас. %) и умеренно титанистые ($\text{TiO}_2 1.0\text{--}1.5$ мас. %). Среди тех и других преобладают афировые, реже – микропорфировые трахиандезибазальты – трахиандезиты с фенокристами клинопироксена, амфибола и плагиоклаза и микролитами плагиоклаза, пироксена, реже калиевого полевого шпата в основной массе, акцессорным апатитом и магнетитом. В нижней части вулканического разреза преобладают пироксен-плагиоклазовые разности, сменяющиеся к верхней части амфиболовыми, амфибол-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми. Вкрапленники в порфировых породах составляют 10–20 %. Фенокристы клинопироксена темно-зеленого цвета, образуют отдельные идиоморфные кристаллы зонального и секториального строения, гломеропорфировые сростки, размером от 0.4 до 4 мм (рис. 1, Б). Во всей вулканической серии выделяются две генерации клинопироксена: реликты ксеноморфных ядер в низкотитанистой группе и идентичные им однородные ограненные фенокристы в умеренно-титанистой группе (Срх I) и идиоморфные кристаллы с секториальной зональностью (Срх II) в обеих группах. Фенокристы первой генерации Срх I высокомагнезиальные $\text{Mg\# } 80\text{--}86$ с $\text{TiO}_2 0.3\text{--}0.7$ мас. %, а второй Срх II – более железистые с $\text{Mg\# } 74\text{--}80$ и с высоким TiO_2 – до 1.3 мас. %.

Фенокристы амфибола удлиненно-призматического габитуса, сиреневато-серые до черного цвета, размером от 0.1 до 2 мм (рис. 1, А). По составу относятся к магнезиогастингсит-паргаситовому ряду. В амфиболе из низкотитанистой группы проявлена ростовая зональность: видны ядра первой генерации (Amph I) в кристаллах с ритмичной зональностью (Amph II). При этом в умеренно титанистой группе проявлены однородные отдельные вытянутые кристаллы и их двойники (Amph I₂) с реакционной каймой. Так же как и во вкрапленниках клинопироксена, в амфиболе ранней генерации (Amph I) магнезиальность ($\text{Mg\# } 74\text{--}78$) выше при низком содержании TiO_2 – около 2 мас. %, для поздней генерации (Amph II) характерны существенные вариации TiO_2 – от 1.7 до 3.0 мас. % при постоянной $\text{Mg\# } 70$. Однородные кристаллы Amph I₂ имеют магнезиальность $\text{Mg\# } 70$ с самым высоким содержанием TiO_2 – до 4 мас. %.

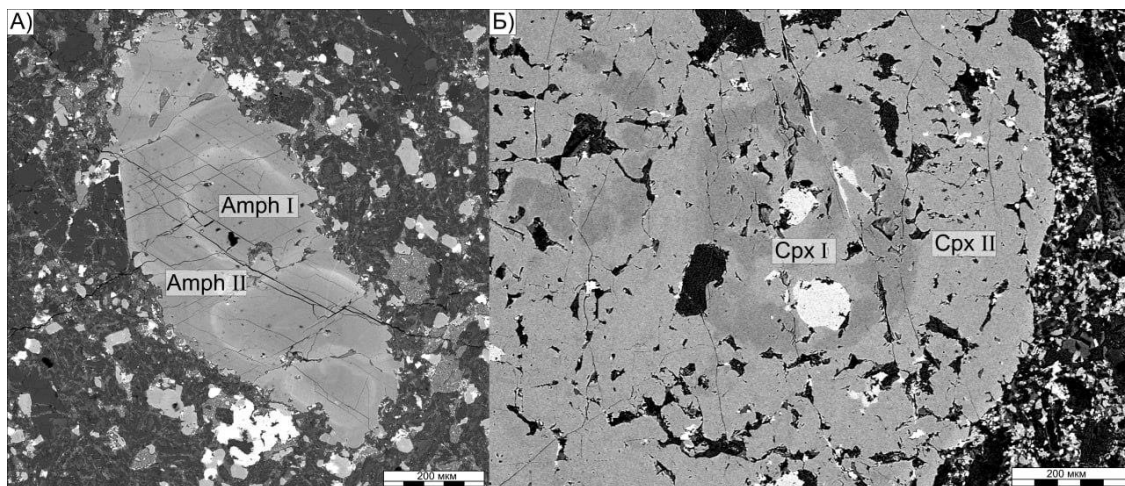


Рис. 1. Фенокристы амфибола (А) и клинопироксена (Б) разных генераций в трахиандезитобазальтах могодской свиты.

По данным геотермобарометрии установлено, что ядра кристаллов Срх I находились в равновесии с расплавом при температуре 1215–1250 °С и давлении 8.4–11.3 кбар, а фенокристы Срх II при меньшей температуре – 1100–1200 °С и давлении 0.3–7.2 кбар. Погрешность определения температуры составляет ± 35 °С, давления – ± 2.5 кбар на основании данных [3]. Амфибол в низкотитанистых породах Amph I кристаллизовался при $T=977\text{--}982$ °С и $P=\text{от } 2.5 \text{ до } 4.5$ кбар, а Amph II – при $T=969\text{--}985$ °С и $P=1\text{--}3$ кбар, а в умеренно титанистых породах (Amph I₂) кристаллизовался при $T=995\text{--}1000$ °С и $P=3\text{--}4$ кбар (рис. 2). Для равновесия амфибол – расплав погрешность для $T \pm 30$ °С, а $P \pm 2$ кбар [4]. Данные по мономинеральным геотермобарометрам соответствуют диапазонам, определенным по равновесиям минерал – расплав.

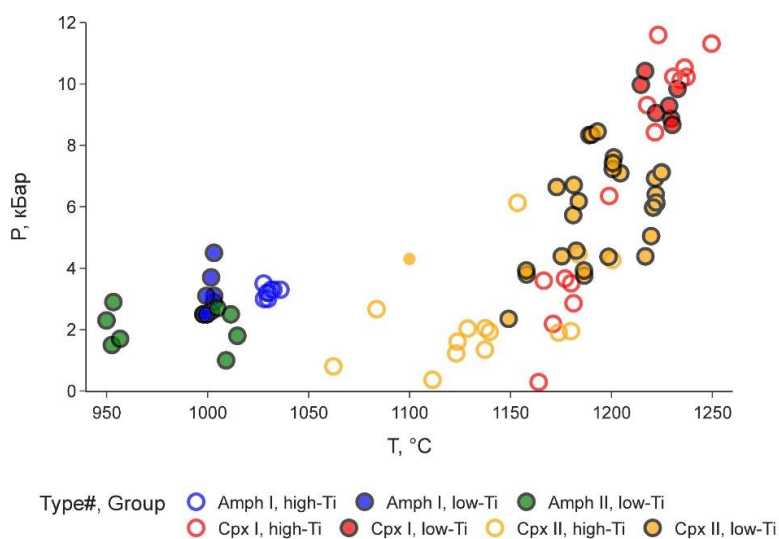


Рис. 2. Условия кристаллизации фенокристов из низкотитанистых и умеренно титанистых магм могодской свиты.

Полученные РТ-условия кристаллизации фенокристов из лав могодской свиты позволяют говорить, что на начальном этапе вулканизма существовала глубинная магматическая камера (>30 км) с умеренно титанистым расплавом, в которой кристаллизовался Срх I, и серия промежуточных камер (6–21 км). При подъеме порции магм с Срх I попадали в промежуточную магматическую камеру, где смешивались с более холодным низкотитанистым расплавом. По мере эволюции магмы, ее подъема к поверхности и роста содержания воды в расплаве клинопироксен-плаггиоклазовая ассоциация сменилась амфибол-плаггиоклазовой. В двух верхнекоровых магматических камерах независимо кристаллизовались Amph I и Amph I₂. В результате смешения

более горячих умеренно титанистых расплавов и холодных более магнезиальных низкотитанистых расплавов образовались кристаллы с ритмичной зональностью Amph II.

Таким образом, питающая вулканизм могодской свиты магматическая система имела сложное многоуровневое строение с серией магматических камер и подводящих каналов, по которым поднимались расплавы, стагнируя на разных глубинах и смешиваясь с иными порциями. С каким уровнем магматических камер связано отделение гидротермальных флюидов, обогащенных Cu-Mo и приведших к формированию месторождения Эрдэнэт, еще предстоит выяснить.

Работа выполнена за счет РНФ, грант № 25-17-00255.

- [1] Гаврилова С.П., Максимюк И.Е., Оролмаа Д. Молибден-медно-порфировое месторождение Эрдэнэт (Монголия). М.: ИМГРЭ, 2010. 272 с.
- [2] Berzina A.P., Sotnikov V.I. Character of formation of the Erdenet-Ovoo porphyry Cu-Mo magmatic center (northern Mongolia) in the zone of influence of a Permo-Triassic plume // Russian Geology and Geophysics. 2007. V. 48, № 2. P. 141–156. doi:10.1016/j.rgg.2007.01.001.
- [3] Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2008. V. 69, № 1. P. 61–120. doi:10.2138/rmg.2008.69.3.
- [4] Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // American Mineralogist. 2016. V. 101, № 4. P. 841–858. doi:10.2138/am-2016-5506.
- [5] Putirka K.D., Mikaelian H., Ryerson F.J., Shaw H.R. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho // American Mineralogist. 2003. V. 88, № 10. P. 1542–1554. doi:10.2138/am-2003-1017.



ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ СКАРНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖУАНТОБЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.С. Ныгманова, В.В. Коробкин

Алматы, Казахстано-Британский технический университет, a.emls@kbtu.kz, korobkin_vv@kbtu.kz

Скарновые месторождения являются важными индустриальными источниками железа, меди и других видов полезных ископаемых, формирующихся в зоне контактов кислых интрузий с карбонатными породами. Жуантобе – одно из типичных железорудных месторождений скарнового типа в Северо-Западном Прибалхашье, где фиксируются как экзо-, так и эндоскарновые рудные тела, отличающиеся по минеральному составу и текстурам [1, 2]. Детальное изучение их состава и строения необходимо для понимания генезиса и оценки обогатимости руд.

Скарновое контактово-метасоматическое месторождение Жуантобе расположено в центральной части железорудного поля Бапы в западной части окраинно-континентального девонского вулканоплутонического пояса Центрального Казахстана. В тектоническом отношении месторождение Жуантобе находится в северо-западной части Жонгаро-Балхашской герцинской складчатой системы, в южной части Атасу-Мойынтинского протерозойского массива. Район месторождения Жуантобе характеризуется сложным геологическим строением, обусловленным полнотой стратиграфического разреза и разнообразием вулканогенных и интрузивных пород, наличием большого количества разрывных нарушений преимущественно северо-западного простирания [3–13]. Выделяются отложения силурийского, девонского и неоген-кайнозойского возраста. Рудовмещающими для магнетитовых руд являются отложения Шумекской свиты силура, которые прорваны гранитоидами Кызылэспинского массива и преобразованы в скарнированные породы и скарны.

Выявлена четкая стадийность метасоматических процессов и рудообразования на месторождении Жуантобе, включающая:

- 1) контактно-метасоматическую стадию, связанную с внедрением гранитоидных интрузий и образованием первичных скарнов;
- 2) гидротермально-рудную стадию, в течение которой происходила кристаллизация основных рудных минералов – магнетита, гематита, пирита и халькопирита;
- 3) позднегидротермальную стадию, характеризующуюся развитием вторичных изменений, включая мартитизацию магнетита и образование вторичного гематита;
- 4) окислительную стадию, на которой в приповерхностных зонах происходила частичная оксидизация с образованием лимонитов и гидроокислов железа.

В рамках изучения руд и вмещающих пород месторождения Жуантобе были применены методы электронной микроскопии, рентгеновской дифракции и рентгенометрического микроанализа. Эти методы позволили выявить минеральные ассоциации, морфологию рудных минералов и их текстурные особенности. Описание пород проводилось с использованием поляризационных микроскопов LEICA DM 750 и ПОЛАМ Р-312. Определение минералогического и вещественного состава также базировалось на данных спектрального и химического анализа, выполненных в ходе геологоразведочных и технологических работ. Полезный компонент в пробах руды определялся только на железо, других попутных компонентов не установлено.

Состав скарнов демонстрирует четкую зональность, переходящую от эндо- к экзоскарнам. Основные группы минералов включают:

- железосодержащие: магнетит, гематит, частично – мартит и гидрогётит;
- силикатные минералы: гранаты (андрадит,grossуляр), эпидот, клинопироксен;
- сульфиды: пирит, халькопирит, арсенопирит, редко – сфалерит и молибденит;
- аксессуарные и вторичные: хлорит, серицит, кальцит, кварц, турмалин.

Наблюдается тесное взаиморасположение магнетита с гранатом и эпидотом, формирующими породообразующий каркас. Встречаются также зоны с повышенным содержанием сульфидов, преимущественно в приконтактных участках [14, 15].

Проведенный анализ позволил выделить характерные минералогические ассоциации и текстурные типы скарнов Жуантобе, определить их влияние на переработку. Комплексный подход, сочетающий полевое картирование, микроскопию и анализ обогатимости, обеспечивает более точную оценку перспектив эксплуатации рудных тел. Обогащение железных руд определяется не только содержанием магнетита, но и морфологией его вкрапленности, размером зерен, плотностью и характером связи с вмещающей породой. Так, массивные и гранобластовые текстуры способствуют высокой эффективности магнитной сепарации, тогда как прожилково-вкрапленные руды требуют применения комбинированных схем с использованием флотации. Наличие тонкодисперсных включений гематита или сульфидов в пористом гранате снижает извлечение полезного компонента. Аналогичная зависимость между микротекстурой и технологической схемой обогащения установлена на ряде известных скарновых месторождений. Так, на месторождении Cerro de Mercado (Мексика) эффективность магнитной сепарации зависит от степени вкрапленности и текстурного строения магнетита; на Shilu (Китай) обнаружено, что тонкодисперсные включения сульфидов в гранате существенно осложняют процесс флотации; на КМА (Курская магнитная аномалия) в России установлена необходимость дифференцированного подхода к обогащению в зависимости от текстуры руд (массивной, прожилково-вкрапленной или брекчиевидной) [16–18]. Эти примеры подтверждают, что микротекстурные особенности руд являются критическим фактором при выборе рациональной схемы переработки.

- [1] Сатпаев К.И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане // Советская геология. 1957. Т. 58. С. 93–109.
- [2] Новохатский И.П. Генетические типы железорудных месторождений Центрального Казахстана // Железорудные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- [3] Askarova N.S., Roman A.T., Portnov V.S., Kopobayeva A.N. Feature space of the atasu type deposits (central Kazakhstan) // Naukovyi Visnyk Natsionalnoho Hirnychoho Universytetu. 2021. V. 2021, № 5. P. 5–11. doi:10.33271/nvngu/2021-5/005.
- [4] Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Абдулин А.А., Беспяев Х.А., Воцалевский Э.С., Любецкий В.Н., Мазуров А.К., Мирошниченко Л.А. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана: Глубинное строение и геодинамика. Алматы, 2002. Т. 1. 224 с.
- [5] Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Абдулин А.А., Мирошниченко Л.А., Жуков Н.М., Мазуров А.К., Беспяев Х.А., Долгополов В.М., Акылбеков С.А., Жаутиков Т.М., Губайдулин Ф.Г. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана: Металлогения. Алматы, 2002. Т. 2. 265 с.
- [6] Щерба Г.Н. Месторождения атасуйского типа в Казахстане // Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 185–196.
- [7] Беспалов В.Ф. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:1500000: Пояснительная записка. Алма-Ата, 1975. 160 с.
- [8] Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 532 с.
- [9] Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1979. 541 с.
- [10] Абдулин А.А., Шлыгин А.Е. Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 310 с.
- [11] Ревердатто В.В. Фации контактного метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.
- [12] Жолтаев Г.Ж., Жуков Н.М., Антоненко А.А. Атлас месторождений твердых полезных ископаемых Республики Казахстан. Алматы: ТОО «Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева», 2024. 263 с.
- [13] Korobkin V.V., Buslov M.M. Tectonics and geodynamics of the western Central Asian Fold Belt (Kazakhstan Paleozoides) // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 50, № 12. P. 1585–1603.
- [14] Zhao W.W., Zhou M.F. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The Mesozoic Tengtie skarn Fe deposit in the Nanling Range, South China // Ore Geology Reviews. 2015. V. 65, № 4. P. 853–871. doi:10.1016/j.oregeorev.2014.09.019.
- [15] Hu X., Xiao B., Jiang H., Huang J. Magnetite texture and trace element evolution in the Shaquanzi Fe-Cu deposit, Eastern Tianshan, NW China // Ore Geology Reviews. 2023. V. 154. 105306. doi:10.1016/j.oregeorev.2023.
- [16] Едильбаев А.И. Разработка технологий обогащения бедного железорудного сырья // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2011. № 10. С. 247–251.
- [17] Xie H., Huang X., Meng Y., Tan H., Qi L. Discrimination of mineralization types of skarn deposits by magnetite chemistry // Minerals. 2022. V. 12, № 5. 608. doi:10.3390/min12050608.

- [18]** *Zhang X., Gu X., Han Y., Parra-Álvarez N., Claremboux V., Kawatra S.K.* Flotation of Iron Ores: A Review // Mineral processing and extractive metallurgy review. 2021. V. 42, № 3. P. 184–212. doi:10.1080/0882-7508.2019.1689494.



АМФИБОЛИТЫ ТУЛОВЧИХИНСКОЙ СВИТЫ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА

Р.О. Овчинников¹, А.А. Сорокин¹, В.П. Ковач², Н.М. Кудряшов³

¹ Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, ovchinnikov@ignm.ru

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³ Апатиты, Геологический институт Кольского научного центра РАН

Одним из приоритетных направлений в рамках разработки интегрированной геодинамической модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является получение данных о природе протолита и возрасте метаморфических образований, традиционно рассматривающихся в качестве раннедокембрийского основания континентальных массивов, вовлеченных в структуру пояса на различных стадиях его формирования.

Буреинский континентальный массив относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части ЦАСП [3]. На данный момент наименее изученными элементами в геологическом строении Буреинского массива являются условно раннедокембрийские метаморфические комплексы, выделенные в его северо-восточной части. В связи с этим мы выполнили петрографические, геохимические исследования валового состава амфиболитов туловчихинской свиты бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива и U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования циркона из них.

Амфиболиты туловчихинской свиты сложены магнезиальной роговой обманкой, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом. Текстура рассматриваемых пород – массивная, структура – нематогранобластовая. Акцессорные минералы: сфен, ильменит, пирит и циркон.

Амфиболиты обнаруживают слабо варьирующиеся содержания (мас. %) $Al_2O_3=14.4–16.2$, $TiO_2=0.59–0.67$, $Fe_2O_3^*=7.64–8.35$, при высоких содержаниях $MgO=6.84–7.41$ и $CaO=9.58–9.95$. Для них характерны отрицательные значения $Df(x)$ [1] от -1.76 до -1.66 , свидетельствующие об их первично-магматической природе. Амфиболиты характеризуются умеренными значениями отношений $Nb/Y=0.30–0.35$ и $Zr/Ti=0.03–0.04$, что при содержаниях SiO_2 52.3–53.2 % указывает на сходство протолита андезитами и диоритами [7].

Для U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований использован образец R-115 амфиболита, отобранный в береговых обнажениях р. Ниман.

Выделение циркона проведено по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования циркона выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Значения конкордантного возраста (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 4.15) [5].

Циркон, выделенный из амфиболита туловчихинской свиты, представлен субидiomорфными призматическими и дипирамидальными кристаллами. Размер кристаллов варьируется от 110 до 300 мкм. В режиме катодолюминесценции анализируемые кристаллы циркона характеризуются широкой осцилаторной зональностью, свидетельствующей об их магматическом происхождении.

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для 28 зерен циркона. Для 25 получены конкордантные оценки возраста в интервале 776–721 млн лет. Из дальнейших расчетов были исключены восемь оценок возраста (вероятность конкордантности <0.33 , $СКВО>1$), а также аномально молодая конкордантная оценка возраста 721 ± 11 млн лет. Для оставшихся 16 зерен циркона получены конкордантные оценки возраста со средневзвешенным значением 761 ± 4 млн лет ($СКВО=0.35$, вероятность=0.55). Практически идентичный возраст получен при расчете с использованием пакета TuffZirc 762 $\pm 3/-5$ млн лет.

Проанализированные кристаллы циркона обладают высокими значениями Th/U отношения 0.59–0.25, что в совокупности с морфологическими характеристиками свидетельствует об их

магматической природе [4]. Это позволяет рассматривать в первом приближении полученную оценку возраста ~760 млн лет в качестве возраста кристаллизации протолита рассматриваемых амфиболитов туловчихинской свиты.

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

– амфиболиты туловчихинской свиты в бассейне р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива имеют первично-магматическое происхождение;

– формирование протолита амфиболитов произошло в позднем тонии (~760 млн лет), а не в раннем докембрии, как традиционно считалось ранее [2]. Учитывая раннетонийские 950–920 млн лет оценки возраста ортогнейсов и ортоамфиболитов, отнесенных к туловчихинской свите в центральной части массива [6], можно утверждать, что в составе свиты совмещены разновозрастные образования. Данный факт указывает на необходимость пересмотра представлений о корреляции и взаимоотношениях метаморфических комплексов Буреинского континентального массива.

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 24-77-00001, <https://rscf.ru/project/24-77-00001/>.

- [1] Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Доклады РАН. 2013. Т. 453, № 3. С. 310–313.
- [2] Государственная геологическая карта СССР. Хингано-Буреинская серия. Масштаб 1:200000. Лист N-53-XXXII. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.
- [3] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- [4] Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.
- [5] Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Version 3.00. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 74 p.
- [6] 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.
- [7] Winchester J., Floyd P. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.



АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ В ИЗУЧЕНИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

А.Б. Перепелов, С.С. Цыпукова, Ю.Д. Щербаков, А.П. Жгилев, А.С. Корытов

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

Примерно 100 лет продолжается изучение позднекайнозойского вулканизма Монголии. За этот период исследованиями большого числа научных коллективов России и зарубежных стран установлены ареалы развития позднекайнозойского вулканизма Монголии, состав и возраст пород, их петрографические и изотопно-геохимические характеристики. Высказаны предположения о причинах позднекайнозойской активизации вулканической деятельности и геодинамической позиции вулканизма. Тем не менее ряд вопросов, касающихся установления источников магм, условий их происхождения и эволюции, а также кристаллизации и образования специфических для них минеральных парагенезисов не теряют своей актуальности и требуют дальнейших исследований. Некоторые из этих и других новых направлений исследований позднекайнозойского вулканизма получили свое развитие на примере вулканических ареалов Северной Монголии (рис. 1).

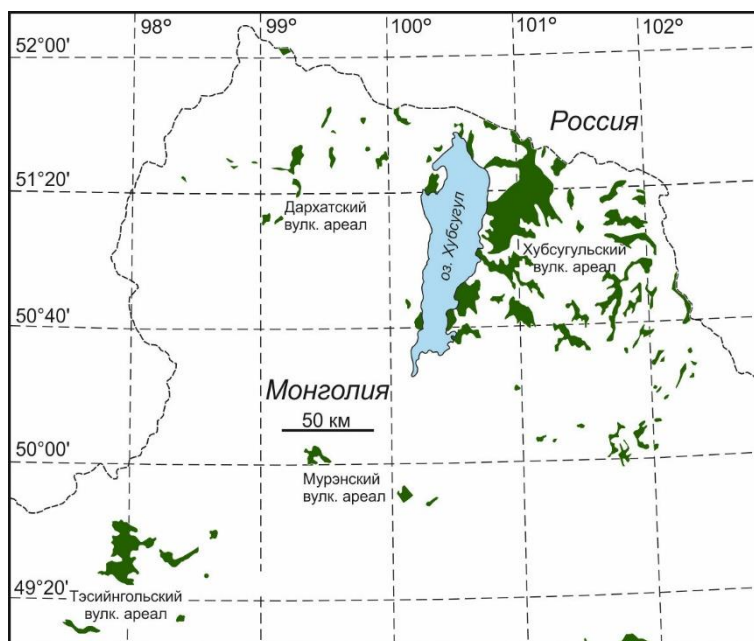


Рис. 1. Схема распространения позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии.

К актуальным вопросам, которые могут быть поставлены, исходя из полученных данных о вулканизме этого сектора Монголии, необходимо относить следующие:

- существуют ли в позднекайнозойских магматических системах субщелочные и щелочные расплавы среднего и кислого состава в качестве продуктов мантийного магнемообразования, процессов коровой ассимиляции или в качестве продуктов глубокой дифференциации щелочно-базальтовых магм (рис. 2);

- следует ли рассматривать широкое проявление в отдельных вулканических ареалах ассоциаций мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов в качестве индикаторов особых условий мантийного или корового минералообразования и эволюции магматических систем с оценкой возможности их полигенетической природы (ксенокриты, автокриты или антекриты);

- является ли повсеместное нахождение карбонатного вещества в породах вулканических ареалов признаком особых условий внутриконтинентального магмообразования, индикатором специфических мантийных источников или реализации процессов коровой ассимиляции;
- следует ли при применении классификационных минералого-геохимических признаков различать вулканические породы на первично-магматические, продукты дифференциации расплавов или продукты кумулятивного генезиса;
- каковы причины относительного обеднения щелочно-базальтовых магм кайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии элементами платиновой группы и радиоактивными элементами (U, Th), являются ли такие особенности составов магм признаком участия в магмообразовании плюмовых или слэбовых источников вещества;
- имеются ли региональные изотопно-геохимические признаки гетерогенности магмообразующего субстрата и могут ли быть выделены статистически значимые метки различных источников вещества для щелочно-базальтовых магм внутриконтинентальной геодинамической обстановки.

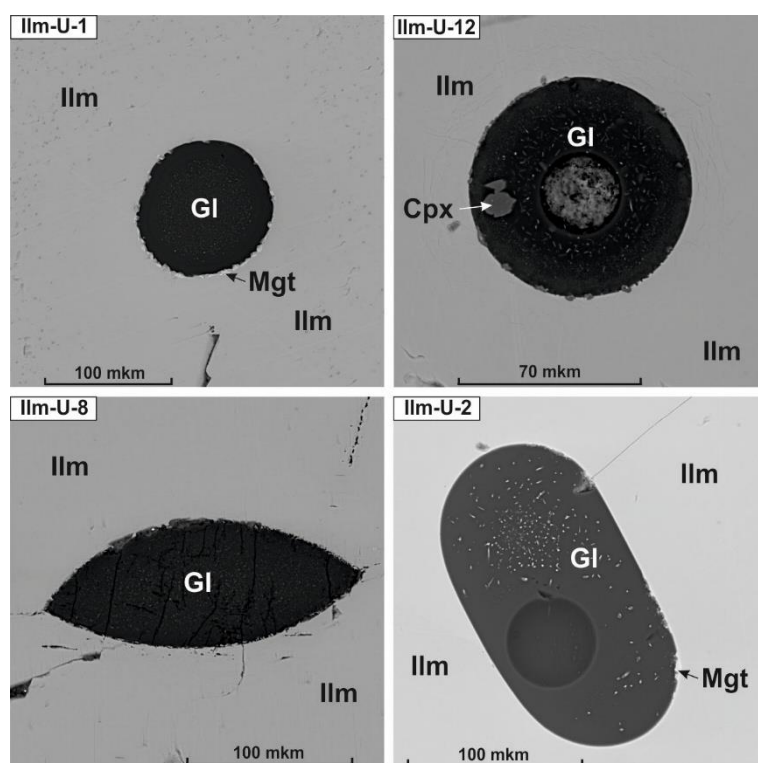


Рис. 2. Включения трахитового стекла в мегакристаллах ильменита. Изображения в BSE.

Постановка приведенных актуальных вопросов основана на фактах обнаружения в виде включений в субсолидусных минералах и выделений в матриксе пород вулканических ареалов Северной Монголии карбонатных фаз, кальцита и доломита, включений в мегакристаллах расплавов трахитового состава, близости составов мегакристаллов темноцветных минералов к составам минералов эклогитового парагенезиса, отсутствию вещественных признаков участия в щелочно-базальтовом магмообразовании перидотитового субстрата и выделении по составу вулканических пород региона обособленной изотопной провинции. Полученные данные свидетельствуют о наличии базанитов первично-магматического и кумулятивного генезиса среди пород исследованных ареалов, а фонотефритов – в качестве первичных магм и продуктов глубокой дифференциации гавайитовых расплавов.

Исследования выполнены по теме госзадания ИГХ СО РАН, проект № 0284-2021-0007.



ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОБАЛЬТОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР В ТИХОМ ОКЕАНЕ

И.С. Перетяжко¹, Е.А. Савина¹, И.А. Пуляева²

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

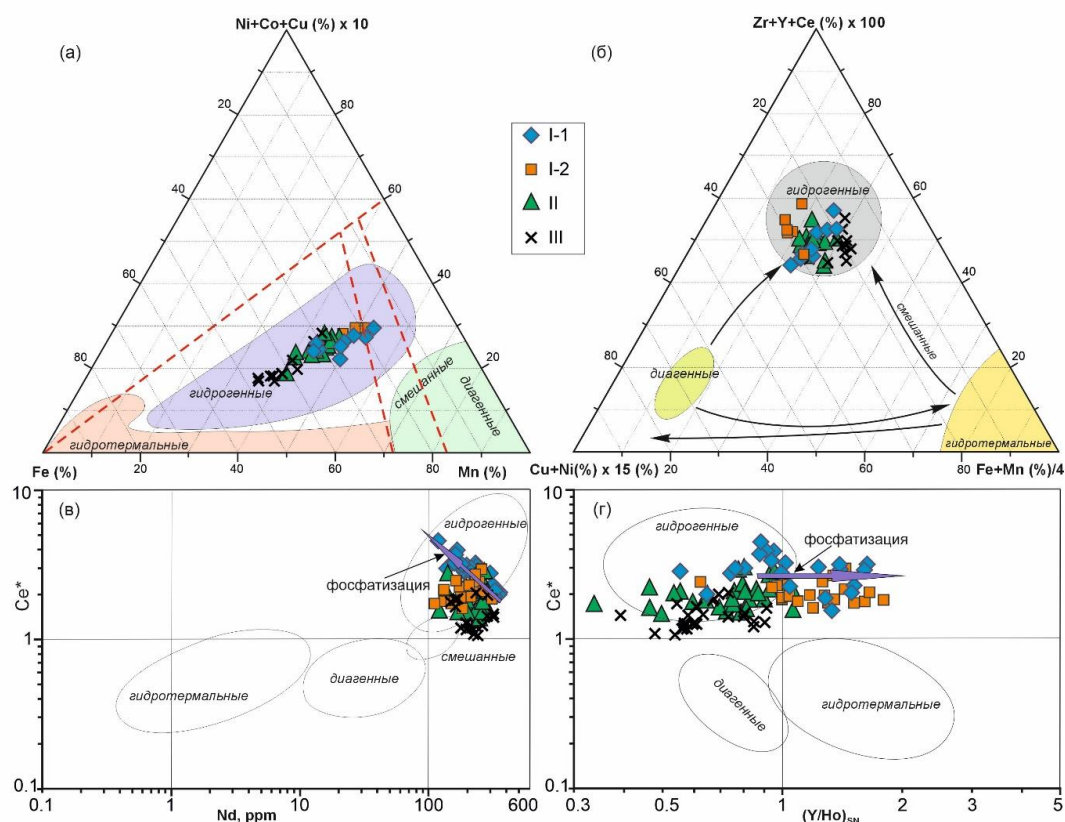
²Геленджик, АО «Южморгеология»

Кобальтоносные железомарганцевые (Fe-Mn) корки на гайотах и подводных горах в океанах являются перспективными объектами промышленной добычи в ближайшем будущем руды на Co, Ni, Cu, Mn, Zr, Mo, W, REE, Y и другие ценные элементы [1]. Магеллановы горы – один из наиболее изученных в Тихом океане районов распространения кобальтоносных корок, где на протяжении последних десятилетий проводятся исследования в многочисленных экспедициях научно-исследовательских судов России, Китая, Южной Кореи, Японии и других стран [2]. На рудных полях Fe-Mn корок гайотов Говорова, Коцебу, Альба и Вулканолог с 2015 г. выполняются геологоразведочные работы оценочной стадии масштаба 1:50000 по контракту АО «Южморгеология» с Международным органом по морскому дну (International Seabed Authority). В настоящей работе обсуждается хроностратиграфия и геохимия гидрогенных Fe-Mn корок Магеллановых гор с привлечением новых данных по составам слоев корок гайотов Говорова и Коцебу.

По биостратиграфическим данным возраст Fe-Mn корок не превышает 65–60 млн лет [3]. Древний реликтовый слой R отлагался в кампане – маастрихте и позднем палеоцене в прибрежных зонах гайотов. Нарастание корок продолжилось в позднем палеоцене – раннем эоцене (слой I-1) и в среднем – позднем эоцене (слой I-2) в мелководных условиях шельфа на глубинах менее 500–600 м. Формирование древнего разреза корок происходило в экваториальной зоне высокой биопродуктивности. Отложение слоя II в миоцене и слоя III в плиоцене – плейстоцене происходило на глубинах, близких к современным (1200–3000 м). Стратиграфический разрез корок необходимо уточнить для фосфатизированного слоя I-2b, датируемого поздним олигоценом – ранним миоценом (26.5–18 млн лет), который отнесен к базальному основанию слоя II. Выявлено несколько перерывов в отложении Fe и Mn оксигидроксидов (Fe-вернадита, Mn-ферроксигита и др.), наиболее длительный из которых – от 38 до 26.5 млн лет – в олигоцене разделяет древнюю (слои R, I-1, I-2) и молодую (слои I-2b, II, III) генерацию корок. Рудное вещество корок было значительно преобразовано во время двух эпизодов глобальной фосфатизации осадков Тихого океана [4] в позднем эоцене – раннем олигоцене от 43 до 39 млн лет (слои R, I-1, I-2) и в позднем олигоцене – раннем миоцене от 27 до 21 млн лет (слой I-2b). Дальнейшая хроностратиграфическая корреляция кобальтоносных Fe-Mn корок Тихого океана должна учитывать диагностику индексов известкового наннопланктона в пограничных зонах между слоями, геохимические особенности слоев, определенные локальными аналитическими методами (микрозонд, SEM EDS, LA-ICP-MS), а также оценки скорости роста и датировки этапов формирования слоев по изотопным данным и Со-хронометрии.

Валовые химические составы корок определяются соотношением (массовыми долями) слагающих их слоев. Значительные вариации состава слоев были упорядочены методом главных компонент факторного анализа, по которому примесные элементы группируются в четырех основных факторах: (1) + (все REE, кроме Ce и La); (2) +(Ce, La, Ba, Mo, Sr, Pb); (3) +(Zr, Hf, Nb, Rb, As)/–Pb; (4) +(U, Th, Co, As, Sb, W)/–Y. На диаграммах значений факторов обособленно выделяются поля, особенно контрастно для составов слоев I-1, I-2 и II+III по факторам 2 и 4.

По геохимическим характеристикам слои корок молодой генерации (II, III) являются типично гидрогенными и образовались при отложении Fe и Mn оксигидроксидов из придонной морской воды (рисунок, а–г). Слои R, I-1, I-2 и I-2b имели, вероятно, также гидрогенное происхождение, но их химический и минерально-фазовый состав был изменен при наложенной фосфатизации. Составы древних наиболее фосфатизированных слоев I-1 и I-2 обогащены Co, Y, Ce и занимают обособленные области на классификационных диаграммах $Ce^* - Nd$ и $Ce^* - (Y/No)_{sn}$ (рисунок, в, г). Все нормированные к PAAS сланцу (Post-Archean Australian Shale) распределения REE и Y гидрогенных Fe-Mn корок имеют положительную цериевую аномалию и небольшой дефицит LREE относительно HREE.



Генетическая классификация слоев I-1, I-2, II и III кобальтоносных Fe-Mn корок гайотов Магеллановых гор: (а) – $(\text{Ni}+\text{Co}+\text{Cu})\text{--Mn--Fe}$, по [5]; (б) – $(\text{Zr}+\text{Y}+\text{Ce})\text{--}(\text{Fe}+\text{Mn})/4\text{--}(\text{Co}+\text{Ni})\times 15$, по [6]; (в), (г) – по нормированным к PAAS содержаниям REE, Y и величине Ce^* положительной цериевой аномалии, модифицировано из [7].

В слоях Fe-Mn корок установлены значительные вариации содержаний примесных элементов как в пределах одного гайота, так и между гайотами. Большая неоднородность распределений примесных элементов в слоях одного возраста, вероятно, связана с гидродинамикой подводных течений, определяемой глобальными и локальными факторами – положением Магеллановых гор относительно палеоклиматических зон Тихого океана и особенностями рельефа поверхности гайотов. Многократные активизации вулканической деятельности в кайнозой на Тихоокеанской плите в районе Магеллановых гор [8, 9] так же очевидно оказывали влияние на геохимию корок. Например, повышение концентраций Nb, Zr, As, Sb и W в молодых слоях II и III, возможно, было связано с разными проявлениями кайнозойского вулканизма, в частности с масштабными извержениями базанитовых *petit-spot* вулканов на гайоте Альба в миоцене [10, 11].

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант 25-17-00128, <https://rscf.ru/project/25-17-00128/>.

- [1] Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др. Кобальтобогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 168 с.
- [2] Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУТП ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
- [3] Мельников М.Е., Плетнев С.П. Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 1. С. 3–16.
- [4] Hein J.R., Yeh H.-W., Gunn S.H., Sliter W.V., Benninger L.M., Wang C.H. Two major Cenozoic episodes of phosphogenesis recorded in equatorial Pacific seamount deposits // *Paleoceanography*. 1993. V. 8. P. 293–311.
- [5] Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // *Ferromanganese Deposits on the Sea Floor* Arden House / Ed. D.R. Horn. New York, 1972. P. 149–166.
- [6] Josso P., Pelleter E., Pourret O., Fouquet Y., Etoubleau J., Cheron S., Bollinger C. A new discrimination scheme for oceanic ferromanganese deposits using high field strength and rare earth elements // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 87. P. 3–15.

- [7] Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. Discriminating between different genetic types of marineferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // *Chemical Geology*. 2014. V. 381. P. 1–9.
- [8] Peretyazhko I.S., Savina E.A. Mineral chemistry and formation conditions of minerals in metasomatized oceanic lithosphere and basaltic rocks of Govorov Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean // *Minerals*. 2022. V. 12, № 10. 1305.
- [9] Peretyazhko I.S., Savina E.A. Cretaceous intraplate volcanism of Govorov Guyot and formation models of the Magellan seamounts, Pacific Ocean // *International Geology Review*. 2022. V. 65, № 16. P. 2479–2505.
- [10] Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С. Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом океане на протяжении 100 млн лет // *Геология и геофизика*. 2023. Т. 64, № 1. С. 3–33.
- [11] Peretyazhko I.S., Savina E.A., Pulyaeva I.A. Miocene petit-spot basanitic volcanoes on Cretaceous Alba Guyot (Magellan Seamount Trail, Pacific Ocean) // *Geosciences*. 2024. V. 14. 2522.



ШПИНЕЛЬ-ОЛИВИН-ПИРОПОВЫЕ ПЕРИДОТИТЫ МИНДЯКСКОГО ЛЕРЦОЛИТОВОГО МАССИВА – ФРАГМЕНТЫ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННОЙ МАНТИИ УРАЛА?

Е.В. Пушкарёв

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru

В палеозойскую эру на Урале фиксируются значительные объемы мантийных магматитов основного и ультраосновного состава с необычными петрогеохимическими характеристиками. В первую очередь это касается высоких значений отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, превышающих 1.0, в то время как примитивный (пиролит) и деплетированные (реститы) мантийные субстраты, а также выплавленные из них расплавы обладают хондритовым отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.8-0.9$. Примером высокоизвестковистых ассоциаций могут служить дунит-клинопироксенит-тылаитовые массивы Платиноносного пояса Урала, доля клинопироксенитов и тылаитов в которых достигает 45–50 % [1, 5] и карбонатиты ильмено-вишневогорского комплекса [4]. Вулканические породы с повышенными содержаниями CaO отмечаются в составе формаций Магнитогорской островодужной зоны девонского возраста и в других вулканогенных зонах Урала. Среди них описаны примитивные островодужные анкарамиты с высоким $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3(>1)$ [6] и более эволюционированные породы с анкарамитовыми характеристиками. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношение является фундаментальным петрологическим параметром, оно не меняется в процессе мантийного плавления. Это дает основание предполагать существование в уральской мантии аномальных участков, обогащенных кальцием и соответствующих верлиту или Са-вебстериту.

Признаки существования метасоматизированных участков в мантии на восточной окраине Балтики фиксируются в протерозое. Об этом свидетельствуют описанные среди пород Александровского и Уфалейского блоков клинопироксениты, верлиты и израндиты (тылаиты) с возрастом около 2.0–1.6 млрд лет [2, 3]. Их образование могло быть связано с плавлением верлитового субстрата в процессе рифтогенеза, инициированного подъемом мантийного плюма.

Что мы знаем о составе палеозойской или докембрийской мантии Урала? Очень мало. Среди огромных объемов эффузивных пород палеозойского возраста не установлено присутствие мантийных включений. О составе мантии можно судить по перидотитам офиолитовых комплексов, слагающих на Урале протяженные пояса от сотен до 2000 км. В большинстве случаев породы принадлежат сильнодеплетированной дунит-гарцбургитовой серии пород, свидетельствующей о субдукционных геодинамических условиях образования. Статистически породы сохраняют хондритовое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.8-0.9$ и не могут рассматриваться как субстрат или рестит, комплементарный высокоизвестковистым расплавам.

Менее распространенный тип перидотитовых комплексов сложен шпинелевыми и плагиоклазовыми лерцолитами с подчиненным развитием гарцбургитов и дунитов. Лерцолитовые массивы локализованы, преимущественно, в зоне Главного уральского разлома (ГУР) на Южном Урале в секторе протяженностью до 200–250 км, либо формируют аллохтоны (Кракинский аллохтон), перемещенные на запад через зону докембрийских комплексов Урал-Тау. Г.Н. Савельева отнесла их к слабдеплетированному типу офиолитовых комплексов, сформировавшихся в рифтогенной обстановке на окраине континента [8], хотя существуют мнения и о том, что эти перидотиты представляют собой тектонические фрагменты материала литосферной мантии. Косвенно об этом свидетельствуют многочисленные проявления высокобарических гранатовых ультрамафитов и базитов, ассоциированных с лерцолитовыми массивами в зоне ГУР [7], хотя ни одной достоверной находки переслаивания или прямого сосуществования гранатовых ультрамафитов с лерцолитами до сих пор не установлено. Статистически $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношение в лерцолитах не превышает 1.0, что не позволяет рассматривать их в качестве комплементарных к высокоизвестковистым расплавам.

В структуре Миндякского перидотитового массива в зоне ГУР нами были изучены разнообразные высокобарические гранатовые ультрамафиты и метабазиты, образующие блоки разной

величины в родингитовых и серпентинитовых брекчиях, формирующих овальное в плане тело размером 500×300 м на южном склоне горы Атутэ, сложенной лерцолитами [7]. Помимо гранатовых пород, в обломках встречаются шпинелевые перидотиты, вебстериты, клинопироксениты, метагаббро, амфиболиты и родингиты. Все фрагменты пород замещены с краев родингитовыми каймами мощностью до нескольких сантиметров. Мелкие обломки замещены полностью. Форма обломков, как правило, остроугольная, реже с закругленными ребрами и вершинами. В литературе образование брекчий рассматривалось с трех позиций [7]: 1) тектонические брекчии, 2) подводные, обвальное-осыпные, 3) эруптивные. Высокобарические гранатовые породы по химическому и минеральному составу можно разделить на три типа: 1) шпинель-оливин-пироповые вебстериты, 2) гранатовые клинопироксениты и гранатиты, 3) амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые метабазиты. Для пород 2 и 3-го типа предполагается низкобарический габбровый и вулканогенный субстрат [11, 12]. Наибольший интерес представляют пироповые вебстериты. По валовому химическому составу и геохимическим особенностям они близки к шпинелевым вебстеритам из включений в брекчиях, но содержат в своем составе пироп (до 75 % пиропового компонента), который обрастает зерна глиноземистой хромшпинели. Породы состоят из ортопироксена (30–40 %), клинопироксена (30–40 %), оливина (5–10 %), пироба (5–15 %), глиноземистой шпинели (<2 %) и амфибола, количество которого заметно варьируется. Состав пироксенов характеризуется низкой железистостью ($f=0.08-0.13$) и содержаниями глинозема до 4.0–6.5 мас. %. Содержание глинозема падает от центра к краю зерен пироксенов, что указывает на вовлечение пород в процесс деплетирования. Пироповые вебстериты содержат 24–30 мас. % MgO, от 7 до 12 мас. % CaO и от 6 до 9 мас. % Al_2O_3 . По соотношению главных петрогенных компонентов и по особенностям геохимии пироповые вебстериты массива Миндяк отличаются от гранатовых пироксенитов и метабазитов, образующих слои и линзы в орогенных лерцолитах массивов Ронда и Бени Бусера в Средиземноморском поясе [9 и др.]. Главным отличием является величина CaO/Al_2O_3 отношения, которая существенно выше хондритового и соответствует интервалу 1–2. Это является прямым указанием на метасоматическую природу вебстеритов. Распределение РЗЭ в области тяжелых и средних элементов субгоризонтальное либо слабовыгнутое кверху и в 2–3 раза превышает концентрации РЗЭ в примитивной мантии. $La_N/Yb_N=0.2-0.3$, но в некоторых образцах поднимается до 0.9–1.0, что также указывает на вторичное обогащение перидотитов легкими РЗЭ. В спектрах элементов фиксируются негативные аномалии титана, циркония, ниобия и тория, свидетельствующие о том, что преобразование пород происходило в надсубдукционных условиях. РТ-условия образования пироповых вебстеритов оцениваются в 900–1000 °С с предшествующим этапом изобарического остывания при давлении 16–18 кбар, о чем свидетельствует обрастание шпинели пиропом. В последующем породы были быстро выведены на коровый уровень, что обеспечило «заморозку» мантийной ассоциации [7]. Попытки определения $Ar-Ar$ возраста амфибола из пироповых вебстеритов не привели к однозначному результату, но показали, что возраст может быть докембрийским. Это согласуется с недавно полученным Sm-Nd возрастом 545 ± 26 млн лет лерцолитов из массива Крака [10].

Шпинель-оливин-пироповые вебстериты Миндякского лерцолитового массива на Южном Урале, характеризующиеся высоким $CaO/Al_2O_3(>1)$, обогащенной геохимией и соответствующие мантийным РТ-параметрам образования, можно рассматривать в качестве представителей метасоматизированной уральской мантии, продуцирующей высокоизвестковистые расплавы анкармитов, родоначальные для комплексов Урало-Аляскинского типа.

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 23-17-00224, <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>.

- [1] Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.
- [2] Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопков (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // Доклады РАН. 2013. Т. 450, № 5. С. 586–591.
- [3] Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Козлов В.И., Пресняков С.Л. Цирконология израндитов (Южный Урал) // Доклады РАН. 2011. Т. 439, № 3. С. 394–398.
- [4] Недосекова И.Л. Карбонатитовые комплексы Урала и Тимана и связанные с ними процессы редкометалльного рудообразования. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2023. 298 с.
- [5] Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2000. 296 с.
- [6] Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. Анкармиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Доклады РАН. 2018. Т. 479, № 4. С. 433–437.

- [7] Пушкарёв 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.
- [8] Савельева Г.Н., Пучков В.Н., Спадея П. Офиолиты Урала // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 421–436.
- [9] Garrido C.J., Bodinier J.-L. Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere // Journal of Petrology. 1999. V. 40, № 5. P. 729–754.
- [10] Ronkin Y.L., Chashchukhin I.S., Puchkov V.N. Spinel Lherzolite of the Northern Kraka Massif (Southern Urals): The First REE ID-ICP-MS, ^{87}Sr - ^{86}Sr , and ^{147}Sm - ^{143}Nd AL ID-TIMS Isotope Constraints // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 514. P. 59–69.
- [11] Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J., Montero P., Pertsev A.N., et al. The Mindyak Paleozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: geochemistry and geochronology // Ophioliti. 1999. V. 24, № 2. P. 241–248.
- [12] Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G.N., Gaggero L. Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals // Ophioliti. 2000. V. 25, № 2. P. 103–115.



ПИЛОТНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА И РУТИЛА ИЗ ПОРОД УРЛЕШСКОЙ, ШИДЖАТМАЗСКОЙ И ДОЛИНОНАРЗАННОЙ СВИТ БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Т.В. Романюк¹, А.В. Чефранова², Н.Б. Кузнецов³, А.А. Разумовский³,
И.В. Латышева³, А.В. Шацлло¹, И.В. Федюкин¹, К.И. Данцова⁴, А.С. Новикова³

¹ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

² Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

³ Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru

⁴ Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина

В водораздельной части и на северном склоне центрального сегмента Большого Кавказа (БК) на современном эрозионном срезе экспонированы разнородные палеозойские и позднедокембрийские комплексы фундамента южной периферии эпигерцинской Скифской плиты (СП) [1, 2, 4, 5, 7, 8, 11 и др.]. На северном склоне БК (Бечасынская зона) они вскрыты в глубоких ущельях, рассекающих плато Бечасын [1, 2, 7, 8], а местами и выходят в пределах этого плато на поверхность [9]. Общую структуру фундамента СП в Малкинско-Хасаутском районе Бечасынской зоны можно охарактеризовать как крупный купол, в ядре которого залегает Малкинский массив среднепалеозойских [9] гранитов. В строении северной периферии купола участвуют зонально-метаморфизованные вулканогенно-туфогенные, туфогенно-терригенные и терригенные породы, степень метаморфизма которых убывает от ядра к периферии купола. Для уточнения возраста, стратиграфической позиции, выяснения источников обломочного материала и первичной тектонической природы обрамляющих Малкинский купол образований мы провели комплексные изотопно-геохронологическое и геохимическое изучения детритовых зерен циркона и рутила (Ru), извлеченных из пород развитых здесь верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ. К настоящему времени уже получены результаты U-Pb датирования циркона из урлешской, шиджатмазской и долинонарзанной свит [3, 6] (рис. 1), а также индикаторные характеристики химического состава Ru из урлешской и шиджатмазской свит [10] (рис. 2).

Анализ полученных результатов позволил сформулировать следующие выводы.

1. Крайне непредставительная роль раннедокембрийских зерен/кристаллов циркона в шиджатмазских метатуфопесчаниках и полное их отсутствие в долинонарзаных метатуфопесчаниках и урлешских аркозах фактически исключают возможность того, что питающей провинцией для рассматриваемых пород были как непосредственно древние (ранненеопротерозойские и архейские) кристаллические комплексы, так и (мета)осадочные комплексы (толщи), сложенные продуктами их разрушения. Долинонарзанная, шиджатмазская и урлешская свиты сформированы не на окраине Балтики, а за счет накопления продуктов разрушения кристаллических комплексов пери-гондванской природы познедокембрийско-кембрийского возраста на фоне проявления вулканизма, синхронного формированию этих свит.

2. Средневзвешенные оценки возраста, рассчитанные по наиболее молодым датировкам циркона из изученных метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит, позволили поставить под сомнение отнесение этих свит к верхнему рифею, как это показано на кондиционной Государственной геологической карте второго поколения [8]. Шиджатмазскую и долинонарзанную свиты мы сопоставляем с самыми верхами венда (эдиакария) [6].

3. Возраст урлешской свиты и ее стратиграфическая привязка – предмет острых дискуссий (см. обзор в [3]). На ГГК-200/2 [8] поля распространения урлешской свиты показаны сложной комбинацией символов «V-Є:O-S₁», т.е. составители карты допускают возможность рассматривать эту свиту или как вендско(эдиакарско)-кембрийскую или как ордовикско-нижнесилурийскую [8]. Мы исключаем вендско(эдиакарско)-кембрийский возраст этой свиты и считаем ее не древнее позднего тремадока [3].

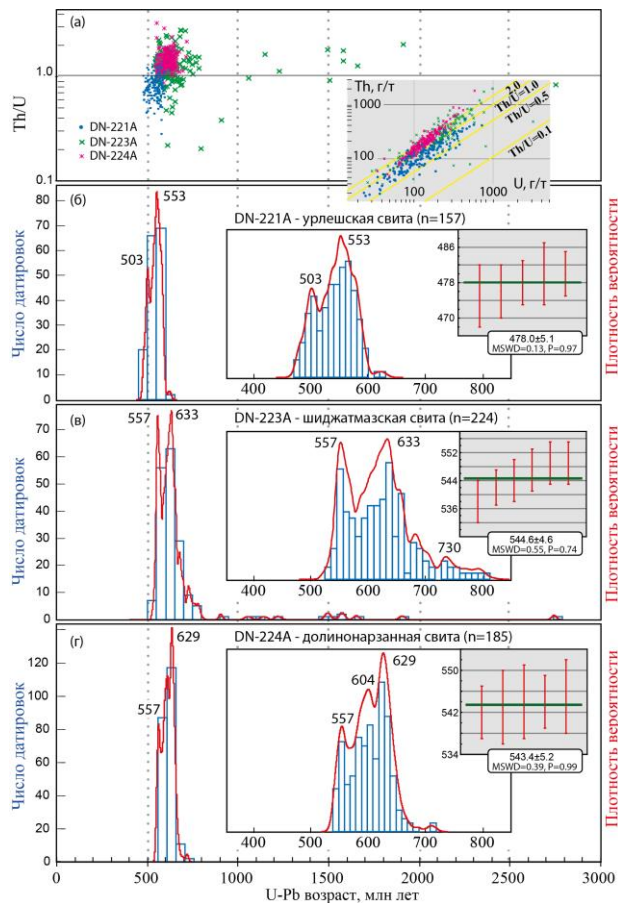


Рис. 1. Результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы циркона из урлешских аркозов (DN-221A), а также шиджатмазских (DN-223A) и долинонарзанских (DN-224A) метатупопесчаников. (а) – зависимость величины Th/U от U-Pb возраста в зернах циркона, на врезке – диаграмма содержаний Th и U. (б, в, г) – сопоставление гистограмм и КПВ, иллюстрирующих характер распределения U-Pb датировок для урлешской (б), шиджатмазской (в) и долинонарзанской (г) свит. На врезках показаны увеличенные фрагменты КПВ и взвешенные средние значения по самым молодым датировкам.

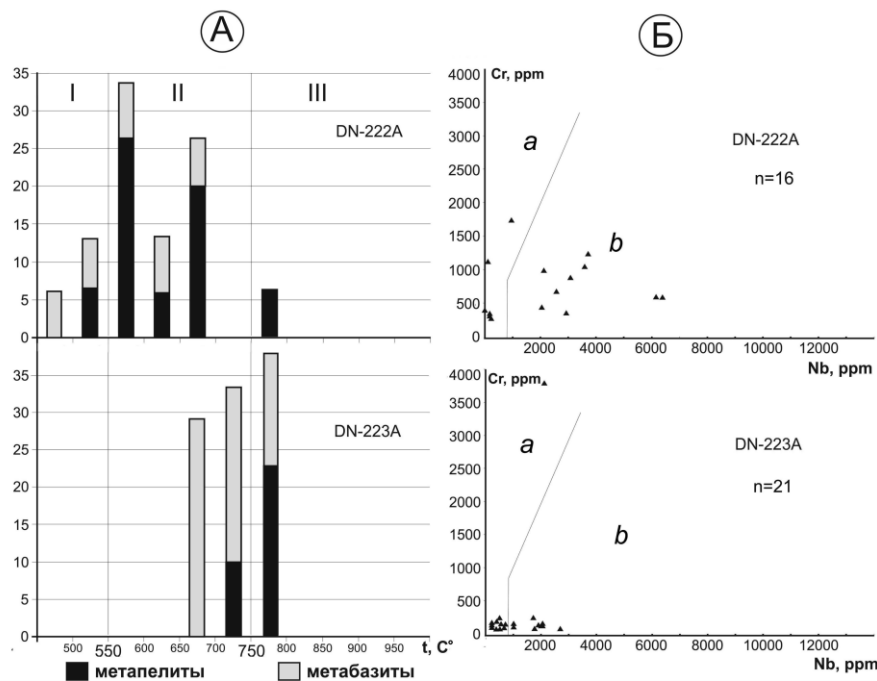


Рис. 2. Результаты исследования зерен детритового Ру из урлешской (DN-222A) и шиджатмазской (DN-223A) свит.

А – гистограммы количества метапелитовых и метабазитовых зерен Ру из пород урлешской и шиджатмазской свит в зависимости от температуры кристаллизации, рассчитанной с использованием Zr-in-Rutile геотермометра [12]. Фации метаморфизма: I – зеленосланцевая, II – амфиболитовая, III – гранулитовая. Б – отношение Cr к Nb в составе Ру из пород урлешской и шиджатмазской свит: а – поле состава Ру с положительным значением $\log Cr/Nb$ (метабазитов), б – поле состава Ру с отрицательным значением $\log Cr/Nb$ (метапелитов).

4. Результаты петрогенетической типизации зерен **Ru** из метатупфопесчаников шиджатмазской свиты (DN-223A) и аркозов урлешской свиты (DN-222A), основанные на анализе значений $\log\text{Cr}/\text{Nb}$ и температуры кристаллизации, рассчитанной с помощью Zr-in-Rutile геотермометра (рис. 2), свидетельствуют о следующем. Во время формирования метатупфопесчаников шиджатмазской свиты в качестве источника **Ru** выступал преимущественно базитовый протолит, на что указывает бедный элементами-примесями состав с преобладанием концентрации хрома над ниобием, а также узкий интервал температур кристаллизации данного минерала – 650–800 °C. На мафический характер источника для пород долинонарзанной свиты указывают необычно высокие значения Th/U отношения в цирконе. Полученные данные согласуются с геохимической характеристикой вулканогенных пород шиджатмазской свиты и развитых здесь более древних образований, которые тяготеют к магнезиальной ветви базальтоидов [8].

5. Формирование урлешских аркозов происходило за счет разрушения комплексов более зрелой континентальной коры, в отличие от формирования шиджатмазских пород. При этом главную роль играла кластика магматических эффузивных и интрузивных пород, частично измененных под действием растворов и флюидов, связанных с их образованием.

Исследование выполнено за счет РНФ, грант № 25-17-00301.

- [1] Ажгирей Г.Д. и др. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.
- [2] *Большой Кавказ в альпийскую эпоху* / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- [3] Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др. Возраст урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источники слагающего ее обломочного материала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521, № 2. С. 167–177.
- [4] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0825. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0825.
- [5] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- [6] Латышева И.В., Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А. и др. Возраст зерен циркона из метатупфопесчаников шиджатмазской свиты северного склона Большого Кавказа: вклад в региональную стратиграфию верхнего докембрия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 183–185.
- [7] Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 378 с.
- [8] Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. Лист К-38-I, VII (Кисловодск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2004. 365 с.
- [9] Снежко В.А., Снежко В.В., Шарпенко Л.Н. Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология. 2021. № 85. С. 5–20.
- [10] Чефранова А.В., Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В., Романюк Т.В. Источники обломочного материала венд-нижнепалеозойских комплексов фундамента Скифской плиты (Северный Кавказ, Хасаутская впадина) // Геокавказ-2025 (в печати).
- [11] Somin M.L. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. V. 20. P. 545–610.
- [12] Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 413–433.



ОБ ОЦЕНКАХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В РАЗЛОМНЫХ УЗЛАХ

В.В. Ружич, Е.А. Левина

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Давно известно, что очаги опасных землетрясений нередко возникают в местах сочленения разломов, то есть в разломных узлах (РУ) [2, 4]. В России в 80-х годах прошлого столетия в некоторых академических институтах проводились лабораторные эксперименты по изучению влияния разломных узлов на сейсмический режим [1, 2, 3, 4, 6].

Авторами на разных масштабных уровнях анализируются сведения, полученные при сейсмогеологическом, экспериментальном и сейсмологическом изучении режимов подготовки землетрясений в районах разломных узлов, проведенном на территории Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), включая северные окраины Монголии. В частности, установлено, что сейсмогеодинамика процессов геомеханического взаимодействия активных разломов во многом зависит от величин углов сочленения разломов, их протяженности и морфогенетического типа, а также режимов современной сейсмической активности. В случаях ортогонального взаимодействия активизированного разлома при больших углах с препятствующим разломом возникает наиболее сильное торможение, что, соответственно, ведет к ускоренному росту напряженного состояния в смежных породных массивах и накоплению $M_{\max}$ упругой энергии. При уменьшении углов контактирования активных разломов до значений, близких к 45° , появляются условия сдвиговых смещений, которые могут способствовать инициации косейсмических подвижек в плоскости препятствующего разлома.

Показано, что для изученных РУ характерно многократное увеличение длительности афтершоковой активности, продолжающейся нередко в течение многих десятков лет. Наиболее сейсмически опасными являются высокоранговые РУ сдвигового типа, у которых сочленение сейсмоактивных разломов происходило с углами, близкими к 45° . Именно такой вариант проявился в Североангайском РУ в 1905 г. [7]. Отмечено, что в районах расположения РУ сильные землетрясения нередко возникают через короткие временные интервалы и на небольших расстояниях их эпицентров друг от друга, что усложняет прогноз землетрясений, поскольку нарушаются традиционные представления о периодах повторяемости землетрясений соответствующей магнитуды.

В работе [5] рассмотрен пример уточнения сейсмической опасности для г. Ангарска, расположенного на недостаточно большом удалении от сейсмической бреши в сегменте магистральной зоны Главного Саянского разлома, где находится разломное сочленение.

Недостаточное внимание к изучению геодинамических условий подготовки очагов землетрясений в РУ нередко приводит к ошибкам в прогнозе типа «пропуск цели» и снижению точности оценок сейсмической опасности, в том числе в рамках Общего сейсмического районирования [8], поэтому необходимо дальнейшее изучение условий геомеханического взаимодействий активных разломов в РУ, особенно это актуально при взаимодействии разломов высокого ранга.

- [1] Лыков В.И., Гончаров В.И., Патонин А.В., Мострюков А.О. Особенности режима сейсмоакустической эмиссии и поля локальных деформаций в процессе вспарывания тектонической перемычки (моделирование) // Физические и сейсмогеологические основы прогнозирования разрушения горных пород. М.: Наука, 1992. С. 63–71.
- [2] Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
- [3] Ружич В.В., Днепровский Ю.И., Саньков В.А., Трусков В.А. Разломные узлы, их распределение и роль в процессах деструкции земной коры Байкальской рифтовой зоны // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях / Ред. Б.М. Чиков. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 88–105.
- [4] Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 310 с.

- [5] Фролова Н.И., Малаева Н.С., Ружич В.В., Бержинская Л.П., Левина Е.А., Суцев С.П., Ларионов В.И., Угаров А.Н. Оценка социальных и экономических показателей сейсмического риска на примере г. Ангарск // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21, № 2. С. 86–113. doi:10.21455/GPB2022.2-5.
- [6] Шерман С.И., Адамович А.Н., Мирошниченко А.И. Условия активизации зон сочленения разломов // Геология и геофизика, 1986. № 3. С.10–18.
- [7] Ruzhich V.V., Levina E.A. Seismogeological conditions of preparation of hazardous earthquakes in fault nodes// Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2025. V. 61, № 4. P. 719–730.
- [8] Shebalin P.N., Baranov S.V., Vorobieva I.A., Grekov E.M., Krushelnitskii K.V., Skorkina A.A., Selyutskaya O.V. Seismicity Modeling in Tasks of Seismic Hazard Assessment // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 515., № 1. P. 514–525. doi:10.1134/S1028334X23603115.



АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕПЛОВИЗИОННОЙ СЪЕМКИ С ЦЕЛЬЮ КАРТИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ В УСЛОВИЯХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

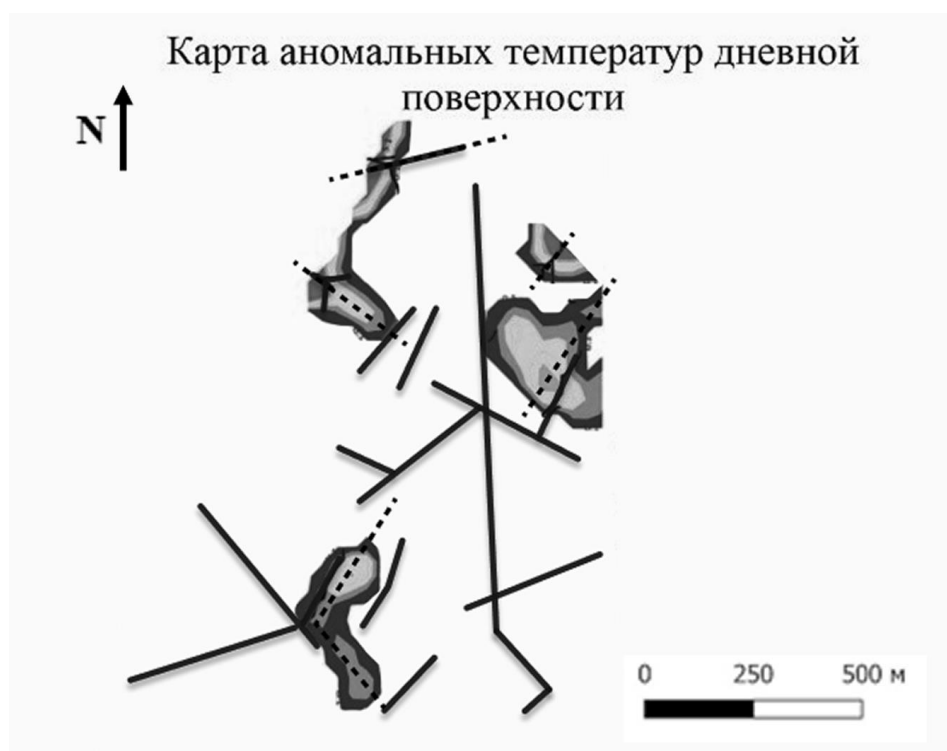
Д.А. Рукосуев, И.А. Шелохов, А.А. Черных, И.В. Буддо

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

Локальные тепловые аномалии на поверхности отражают зоны повышенной трещиноватости и флюидной разгрузки, часто приуроченные к активным разломам. Съёмка с использованием беспилотных летательных аппаратов в дальнем инфракрасном диапазоне с радиометрической коррекцией и построением тепловых ортофотопланов позволяет выделять аномалии масштаба десятков сантиметров, сопоставлять их с геологическими и геофизическими данными и использовать для картирования разломов [1].

Особый интерес представляют зоны трещиноватости, поскольку их развитие связано с активизацией разломов и повышением проницаемости пород [2]. Такие зоны являются каналами для циркуляции флюидов, что отражается в виде локальных тепловых аномалий. Выявление и картирование этих аномалий с помощью специализированного программного обеспечения может использоваться как метод выделения скрытых разломных структур и анализа динамики их эволюции во времени.

Возможность повторных съёмок и учет атмосферных искажений при радиометрической коррекции обеспечивают корректное сравнение тепловых данных, что особенно важно для мониторинга геодинамически активных территорий, в том числе Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Интеграция результатов тепловизионной съёмки с геологическими и геофизическими данными создает комплексный инструмент для изучения разломных зон (рисунок).



Карта аномальной температуры дневной поверхности (относительная ΔT): пунктир – разломы, интерпретированные по тепловым аномалиям; сплошные линии – разломы по магнитным данным. Показаны масштабная линейка и север.

Тепловизионные данные чувствительны к метеоусловиям, эмиссивности подстилающих поверхностей и геометрии съемки; без нормализации возможны «ложные» контрасты, связанные с методическими ошибками, поэтому необходимы: радиометрическая коррекция (учет эмиссивности и атмосферы), геометрическая нормализация (экспозиция/уклон), учет времени суток, переход к аномальной температуре и верификация данных [3].

Для комплексного изучения разломных зон в районе п. Горячинск, наряду с традиционными геофизическими методами магниторазведки и электротомографии, была применена тепловизионная съемка. Проявление термальных вод в данном районе связано с активными разломами, что делает картирование разломных структур особенно актуальным.

На тепловом ортофотоплане выделены локальные температурные аномалии, представленные темными пятнами различной формы и размеров. Линейные элементы (пунктирные линии) интерпретированы по морфологическому анализу аномалий с учетом их пространственного распределения и ориентации. Сопоставление с разломами, выделенными по магнитным данным (сплошные линии), показало совпадение трасс, что подтверждает тектоническую природу тепловых аномалий.

Выявленные аномалии приурочены к зонам повышенной трещиноватости и флюидной разгрузки вдоль активных разломов. Превышение температуры в этих зонах объясняется циркуляцией термальных флюидов по разломным каналам. Предположительно, выявленные зоны могут быть связаны с термальными источниками, формирующимися в результате разгрузки глубинных флюидов по активным разломным структурам.

Полученные результаты демонстрируют перспективность применения тепловизионной съемки для картирования разломов в условиях БРЗ. Однако для широкого внедрения подхода необходима его апробация на других геодинамически активных территориях и сопоставление с независимыми геологическими и геофизическими данными.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Roonwal G.S. Remote Sensing in mineral exploration // Mineral Exploration: Practical Application. Springer Geology. Singapore: Springer, 2018. P. 119–153. doi:10.1007/978-981-10-5604-8_4.
- [2] Curewitz D., Karson J.A. Structural settings of hydrothermal outflow: fracture permeability maintained by fault propagation and interaction // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1997. V. 79. P. 149–168. doi:10.1016/S0377-0273(97)00027-9.
- [3] Варенцов М.И., Варенцов А.И., Репина И.А., Артамонов А.Ю., Дрозд И.Д., Мамонтов А.Е., Степаненко В.М. Мониторинг термической структуры поверхности неоднородных ландшафтов с использованием БПЛА // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60, № 3. С. 389–408. doi:10.31857/S0002351524030107.



ПРОЯВЛЕНИЯ КИСЛОГО ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В КАЙНОЗОЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (УДОКАН, РОССИЯ; ЧАНБАЙШАНЬ, КИТАЙ): ПРИЧИНЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

В.М. Саватенков^{1,2}, О.А. Андреева³, В.В. Ярмолук³

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

² Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, v.savatenkov@spbu.ru

³ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,
jewill@yandex.ru

Позднекайнозойский период в истории Центральной и Восточной Азии характеризуется широким проявлением внутриплитного вулканизма, охватывающего территорию от Сибирской платформы до Северо-Китайского кратона. Многочисленные вулканические поля, сформировавшиеся в этот период, сложены, как правило, щелочными базальтами. Вместе с тем в пределах внутриплитной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии [4] выделяются два вулканических поля – Удоканское лавовое поле (УЛП) на южной окраине Сибирского кратона и вулканическое поле Чанбайшань (ЧВП) в северной краевой части Северо-Китайского кратона. Отличительной особенностью этих полей является присутствие в ассоциации вулканитов кислого состава. Кислая ассоциация УЛП представлена щелочными трахитами, изливавшимися в разные этапы развития УЛП – от 9.35 до 0.05 млн лет [3]. В пределах ЧВП развиты два вулканических комплекса: Ван-Тянь, представляющий ранний этап (3.8–2.7 млн лет), и Чанбайшань, представляющий более поздний этап (2.7–0.3 млн лет) формирования ЧВП [1, 2]. Ассоциации пород этих вулканов представляют собой бимодальные серии. Породы вулкана Ван-Тянь отвечают субщелочной серии от толеитовых базальтов до трахириолитов. Ассоциация пород вулкана Чанбайшань отвечает щелочной серии от трахибазальтов до щелочных риолитов, представленных пантеллеритами или комендитами.

Анализ особенностей химического состава, изотопных характеристик Sr, Nd и Pb в вулканических ассоциациях ЧВП, а также численное моделирование эволюции вещественного состава расплавов указывают на то, что роль коровой ассимиляции в формировании пород кислого состава как для вулкана Ван-Тянь, так и для вулкана Чанбайшань была незначительной. Определяющими факторами в формировании кислых пород в пределах ЧВП были значительная доля сиалического компонента в области зарождения расплавов и процессы кристаллизационной дифференциации. Сиалический компонент мог представлять собой погребенные фрагменты древней эклогитовой коры в пределах литосферной мантии Северо-Китайского кратона.

Более щелочная специфика серии пород вулкана Чанбайшань, образовавшегося на более позднем этапе, связана с особенностями вещественного состава субстрата плавления, который сформировался вследствие метасоматического взаимодействия перидотитовой литосферной мантии и расплавов, формировавшихся в ходе предыдущего этапа.

Особенности вещественного состава и геохимическая специфика щелочных трахитов УЛП носит сходные черты с щелочными риолитами конуса Чанбайшань (ЧЛП), что указывает на сходный вещественный состав источника плавления и сходные условия кристаллизационной дифференциации. Вместе с тем отсутствие в кислых породах УЛП щелочных риолитов, в отличие от ЧВП, указывает на различие в геодинамическом режиме формирования и развития вулканических полей УЛП и ЧВП. Очевидно, извержение расплавов на поверхность в ходе формирования УЛП носило более динамичный характер без формирования долгоживущих промежуточных магматических камер. Кроме того, изотопные характеристики Sr и Nd в вулканических породах УЛП указывают на заметную роль ассимиляции древнекорового компонента фундамента в формировании вещественного состава щелочных трахитов.

Особенности химического состава, а также характер эволюции этого состава в ходе кристаллизационной дифференциации в вулканических породах комплекса Чанбайшань проявляют

близкое сходство с указанными особенностями для пород других бимодальных серий в регионе, представляющих более ранние этапы геологической истории, в частности позднепалеозойских рифтогенных комплексов юга и севера Монголии. При этом имеющиеся различия в трендах эволюции химического состава вулканических серий ЧВП и позднепалеозойских комплексов Монголии определяются разными условиями фракционной дифференциации расплавов, связанными с различной тектонической позицией этих комплексов.

Работа была выполнена при поддержке РФФИ, грант № 25-27-00083.

- [1] Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др. Состав и источники магм вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай – Северная Корея) // Доклады РАН. 2014. Т. 456, № 2. С. 200–206.
- [2] Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Андреева И.А., Лебедев В.А., Джи Дж. Ч., Жоу С. Базальтовые лавы толеитовой и щелочной серий вулканов Ван-Тянь и Чанбайшань (Северо-Восточный Китай): к вопросу о последовательности их излияний и генетической взаимосвязи // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506, № 1. С. 50-59.
- [3] Ступак Ф.М., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А. Этапы и ареалы позднекайнозойского вулканизма хребта Удокан (Забайкалье) по данным геохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 35–45.
- [4] Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. и др. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 11, № 4. С. 341–362.



ПРЕВЕНТИВНЫЕ ЗАДАЧИ ОБЕСПЕЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ИСТОРИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ИРКУТСКА (ГРАДОСТРОИТЕЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ)

О.И. Саландаева^{1,2}, Е.В. Пуляевская²

¹ Иркутск, Институт земной коры СО РАН

² Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Особенности градостроительной структуры исторического центра г. Иркутска связаны с его формированием в специфических природно-климатических условиях в историческом и планировочном контексте, начиная со строительства острога и далее в соответствии с централизованно поставленными задачами. Развитие города имело несколько переломных периодов, предопределенных значимыми политическими событиями и, как следствие, внедрением новых социальных, проектных и технологических преобразований.

Значимым фактором развития исторического центра города является высокая сейсмичность территории и сложные инженерно-геологические условия. Задача обеспечения сейсмической безопасности населенной территории является задачей многофакторной, со значительной степенью энтропии (неопределенности). В настоящее время основные требования предъявляются к решению задач обеспечения сейсмической устойчивости зданий и сооружений, в то время как задачи обеспечения сейсмической безопасности на градостроительном уровне в настоящее время носят локальный характер и не всегда учитывают риски вторичных проявлений вследствие землетрясений.

Снижение рисков при сейсмических воздействиях на градостроительном уровне при формировании генерального плана города, с учетом вероятностных сценариев сейсмических событий и сценариев, превышающих вероятностные прогнозируемые сейсмические события, теоретически решают способами регулирования застройки и организацией транспортно-пешеходной сети, в том числе с учетом зон возможных разрушений.

Существующая градостроительная структура исторического центра имеет противоречивую дискретную систему и ряд градостроительных конфликтов, препятствующих организации превентивных мероприятий, учитывающих подверженность риску и уязвимость при сейсмических событиях. Наиболее уязвимы при сейсмическом событии застройка, население, инженерная инфраструктура, внешние и внутренние связи, такие как транспортные, экономические, политические, культурные и пр., и, как следствие, экономика в целом и социально-политическая система. Возникает вероятность нарушения средств и возможностей обеспечения условий, способствующих быстрому реагированию и восстановлению методами планирования ресурсов, доступных после землетрясения, мобильности и доступа в город после землетрясения.

В иницирующей фазе к основным стандартным превентивным задачам, способствующим обеспечению сейсмической безопасности, относятся: а) исследование градостроительной структуры города; б) аналитические исследования устойчивости зданий и сооружений (расчетные и расчетно-экспериментальные и статистические), в) конструктивно-технологические исследования. Данные исследования в настоящее время носят фрагментарный характер.

Представленная работа ориентирована на исследование градостроительной морфологии исторического центра г. Иркутска как компонента города в целом. В рамках исследования градостроительной (планировочной) структуры г. Иркутска были выявлены территории, дифференцированные по нескольким признакам, способствующим оптимальной оценке территорий по плотности застройки, плотности населения и по обеспеченности пропускной способности транспортно-пешеходной сети и пр.

Преобразование исторического центра Иркутска в контексте архитектурного и градостроительного образа начиная с конца XX в. изначально носило импульсивный хаотичный характер, далее приобретало более организованный характер, но без учета общей концепции развития. Это привело к обострению некоторых градостроительных конфликтов, особенно ощутимых в организации транспортных коммуникаций. Строительство исторических зданий разных конструктивных систем в разные периоды времени, без учета или с учетом требований сейсмостойкого

строительства разных периодов, априори указывает на вероятность дефицита их сейсмостойкости. Изменения объемно-планировочных решений зданий (реконструкции, пристройки и пр.) – также негативный фактор. Изменение планировочной структуры застройки, в том числе строительство новых зданий значительно большей массы, высоты и площади, не характерных для исторического центра г. Иркутска, приводит к неблагоприятному изменению инженерно-геологических характеристик грунтов и оснований существующих зданий. Увеличение антропогенных нагрузок в историческом центре города, проведение работ по реконструкции подземных коммуникаций без специальных защитных мероприятий, техногенные подтопления и пр. ухудшают физико-технические характеристики подземных частей зданий.

В соответствии с методическими подходами, описанными выше, и в их дополнение при исследовании градостроительной структуры учтены исторически сложившиеся и современные планировочные системы, расположенные в структуре природного каркаса города.

Границами выделенных компонентов градостроительной структуры исторического центра города являются природные элементы, а также транспортные, пешеходные взаимосвязи с прилегающими районами города и обеспеченность инженерной инфраструктурой города.

Комплекс исследований градостроительной решетки исторического центра Иркутска базируется на существующих картах сейсмического районирования, инженерно-геологических условиях, воздействии опасных и техногенных процессов, плотности застройки, плотности населения и предполагаемом дефиците сейсмостойкости зданий и сооружений.

Для более детализированных исследований и корректировки стратегии организации превентивных мероприятий в процессе развития исследуемой территории необходима уточненная оценка сейсмической опасности с учетом оценки вторичных геологических и техногенных процессов.

Оценка экономического и социального ущерба от прогнозируемых землетрясений является инструментом для эффективного планирования превентивных мероприятий, для уменьшения последствий от землетрясений и для интерпретации стратегии оперативного реагирования в случае сейсмического события, превышающего прогнозируемое сейсмическое событие. Данный подход значительно повысит уровень эффективности планирования и устойчивого развития исторического центра г. Иркутска. Планирование территорий с учетом воздействия геологических процессов, возникающих при сейсмических событиях (колебание грунта, разжижение грунта, оползни, обвалы и пр.), техногенных проявлений (разрушения, пожары и пр.) позволяет предусмотреть обеспечение условий, способствующих быстрому реагированию и восстановлению методами планирования ресурсов, доступных после землетрясения, мобильности и доступа в город после разрушительного землетрясения.

Создание единой информационной платформы современных инструментов фиксации и обработки результатов исследований градостроительной структуры исторического центра города, например ИСОГД, позволит значительно понизить степень энтропии при оценке рисков при воздействии землетрясений и их вторичных проявлений.



СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ МУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ)

В.А. Саньков, Д.П. Гладкочуб, О.П. Смекалин, А.А. Добрынина,
А.В. Саньков, А.В. Лухнев, О.В. Белоусов, А.В. Парфеев

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

Муйская рифтовая впадина является центральным звеном северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы (БРС), она отличается ромбовидной формой, определяемой сочетанием разломов северо-восточного и субширотного простирания. Скорость современного растяжения, направленного поперек простирания рифтовых структур, не превышает средних значений, полученных в БРС методами спутниковой геодезии [1]. Сейсмическая активность впадины в последние десятилетия невысока, однако в ее обрамлении произошло сильнейшее для БРС в XX в. Муйское землетрясение 1957 г. ($M=7.6$). В связи с этим актуальными являются исследование и датирование молодых деформаций в разных частях впадины, отражающих особенности динамики ее развития на современном этапе.

Нами проведено изучение структуры Таксимской палеосейсмодислокации ($M_D=7.4-7.9$) [2, 3], прослеживающейся вдоль южного склона Адынского хребта по СЗ борту Муйской впадины. Реконструкция локального напряженного состояния по данным о тектонической трещиноватости показала, что неотектоническая активизация разлома происходила в условиях растяжения с СЗ–ЮВ простиранием оси минимального сжатия. Такое напряженное состояние по типу и направлению осей главных нормальных растяжений характерно и для современного этапа формирования земной коры всей Муйской впадины, что рассчитано с использованием данных о механизмах очагов землетрясений [4].

Палеосейсмологические исследования и датирование рыхлых отложений в зоне сейсмогенных разрывов показали, что последнее разрывообразующее землетрясение здесь произошло менее 470–480 лет назад. Это коррелирует с ранее сделанной оценкой возраста сейсмогенных деформаций с применением дендрохронологического метода [5], которым было оценено время наклона стволов лиственниц в результате сейсмогенных деформаций, составившее около 253–256 лет назад (1724–1727 гг.). Единственным историческим событием энергетического уровня, сопоставимого с параметрами Таксимской палеосейсмодислокации в БРС и временем ее образования, является Великое Восточно-Сибирское землетрясение 1725 г. ($M=8.2$), положение эпицентра которого не определено с достаточной уверенностью. Полученные данные дают дополнительное основание утверждать, что эпицентр этого сильнейшего в Восточной Сибири землетрясения находился в Муйской впадине.

В центральной части Муйской впадины, на левобережье р. Мудриккан, обнаружен комплекс сейсмогенных трещин субширотного простирания. Длина зоны разрывов превышает 700 м при ширине порядка 200 м. Часть субширотных разрывов формируют кулисную структуру, рисунок которой указывает на левостороннее смещение по зоне разлома. Характерная длина разрывов – первые десятки метров, ширина образованных ложбин достигает 1.0–1.2 м, глубина до 0.8 м, ширина зияния трещин, судя по вскрытым разрезам, достигала 0.5 м. Наличие сейсмогенного разлома на уровне фундамента Муйской впадины, находящегося по нашим расчетам на глубине около 550 м, показано с помощью метода микросейсмического зондирования. На профиле, пройденном в крест простирания зоны сейсмогенных разрывов, выявлен разлом, проникающий из фундамента впадины в ее осадочный чехол.

Сохранность сейсмогенных форм в толще эоловых песков позволяет предполагать молодой возраст разрывов – не более нескольких сотен лет. Разрывы сформированы в результате одного сейсмического события, что подтверждено данными георадарного профилирования. Можно предположить, что обнаруженные внутривпадинные разрывы вместе с Таксимской палеосейсмодислокацией являются частью комплекса сейсмогенных структур, образовавшихся при одном

катастрофическом событии. Это предположение будет проверено на основе датирования осадков коллювиального клина.

Южнее, в Мудириканской впадине, нами обнаружены широкие зоны линеаментов СВ простирания, выраженных разрывами в ледниковых отложениях и современном почвенном покрове, общей протяженностью более 1000 м. Они сопровождаются многочисленными выходами подземных вод и активным развитием криогенных процессов. Геофизическими методами в фундаменте впадины ранее выделялись зоны тектонического дробления того же направления [6]. По-видимому, зоны проницаемости являются результатом сочетания активных рифтогенных деформаций растяжения осадочного чехла Мудириканской впадины и экзогенных процессов.

Обнаруженный комплекс современных разрывных деформаций в разных частях Муйской впадины отражает ее высокую тектоническую активность, наивысший в пределах БРС сейсмический потенциал и определяет высокий уровень сейсмической опасности территории. Последнее обстоятельство имеет большое значение в связи с активным промышленным освоением Муйской впадины и ее окружения, прокладкой и развитием линейных транспортных сооружений.

- [1] Lukhnev A.V., Sankov V.A., Miroshnichenko A.I., Byzov L.M., Sankov A.V., Lukhneva O.F. Velocities and strain rates in the Baikal-Mongolia region from the GNSS data // Journal of Asian Earth Sciences. 2025. V. 281. 106500. doi:10.1016/j.jseaes.2025.106500.
- [2] Курушин Р.А. Характерные черты палеосейсмотектонических структур центральной части Станового нагорья // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 19–26.
- [3] Чипизубов А.В. Проблемные исторические землетрясения Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43, № 2. С. 53–72.
- [4] Саньков В.А., Добрынина А.А. Современное разломообразование в земной коре Байкальской рифтовой системы по данным о механизмах очагов землетрясений // Доклады РАН. 2015. Т. 465, № 3. С. 347–352.
- [5] Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И. Дендрохронологическое датирование сейсмогенных разрывов в Становом нагорье // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 62–69.
- [6] Солоненко В.П. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование / Под. ред. В.П. Солоненко, М.М. Мандельбаум. Новосибирск: Наука, 1985. 191 с.



АНОРТОЗИТ-ДОЛЕРИТОВЫЙ МИНГЛИНГ В РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ СИЛЛАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Е.В. Складов^{1,2}, А.В. Лавренчук^{2,3}, А.М. Мазукабзов¹, Д.П. Гладкочуб¹, Т.В. Донская¹

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

² Новосибирск, Новосибирский государственный университет

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

Явления минглинга – процесса механического смешения различающихся по составу магм – достаточно обычны в дайках и небольших малоглубинных интрузивных телах в активных геодинамических обстановках [1]. Контрастные силикатные породы в таких телах представлены долеритами и кислыми магматитами (граниты, граносиениты, сиениты). Гораздо реже лейкократовая доля минглинга представлена лейкогаббро, а меланократовая – габбро-диоритами или диоритами [2, 3]. Поскольку анортозиты являются более редкими по сравнению с гранитами или сиенитами и характеризуются спецификой внедрения и возраста, их участие в подобных процессах не отмечалось, поэтому обнаружение анортозит-долеритового минглинга во многих отношениях представляет интерес.

В скальных береговых обнажениях западного побережья Байкала, в районе мыса Ядор, обнажены два сближенных силла, сложенные породами основного состава (рис. 1, а) в палеопротерозойской осадочной толще харгитуйской свиты сарминской серии. Последняя на данном участке представлена кварцитами и кварцитосланцами с редкими прослоями мусковит-хлоритовых сланцев [4]. Мощность силлов составляет 15–20 м. В подошве обоих силлов наблюдается зона, сложенная породами контрастного состава, мощность которой составляет около 4 м. Тела, по форме напоминающие будины (рис. 1, б), сложены лейкократовыми породами с неотчетливой полосчатостью. Их размер обычно варьируется от 10 до 30 см по длинной оси, достигая иногда 50 см, а по оси С варьируется от 5 до 20 см. Эти «будины» заключены в хлорит-эпидот-амфибол-альбитовый матрикс, соотношение объема «будин» и матрикса варьируется от 10:1 до 5:1. Азимут и углы падения слоистости вмещающих пород, контактов силлов и полосчатости по удлинению «будин» практически одинаковы (рис. 1, а). Совершенно очевидно, что «будины» образовались не в результате вязкопластического течения и будинажа, а в процессе взаимодействия двух порций магм разного состава – анортозитового и долеритового. Породы и анортозитов, и долеритов претерпели метаморфические преобразования в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации. Метадолериты сложены амфиболом, хлоритом, эпидотом, альбитом с акцессорным титанитом и очень мелким цирконом. Основными минералами анортозитов являются альбит, клиноцоизит и мусковит с резко подчиненным количеством калишпата, хлорита и амфибола. Магматические структуры и текстуры не сохранились.

По химическому составу долериты основного тела силлов и долериты зоны минглинга близки, это породы основного состава с содержанием суммы щелочей 3.0–3.5 вес. %, умеренно глиноземистые ($Al_2O_3=14.5–16.5$ вес. %) при содержании $MgO=7.0–8.3$ вес. % (рис. 2). Концентрации РЗЭ на уровне 10–40 хондритовых единиц, спектры дифференцированные ($La_n/Yb_n=3.2–3.5$) без аномалий. Анортозиты зоны минглинга резко отличаются по составу от долеритов, это субщелочные основные породы (сумма щелочей 6–7 вес. %), высокоглиноземистые (Al_2O_3 около 26.5 вес. %) с низким содержанием $MgO=1.0–1.5$ вес. %, что характерно для анортозитов. По содержанию $CaO=9.0–10.5$ вес. % анортозиты не отличаются от долеритов, что, как и высокое содержание глинозема, исключает интерпретацию лейкократовых включений как захват карбонатных пород. Концентрации РЗЭ понижены (2–4 хондритовые единицы), спектры слабо дифференцированы ($La_n/Yb_n=1.4$), отмечается резкая положительная европиевая аномалия с Eu/Eu^* около 2, что свидетельствует о значительном содержании плагиоклаза в исходных магматических породах. От типичных анортозитов их отличают пониженные содержания несовместимых элементов, в частности концентрации фосфора и иттрия ниже предела обнаружения, содержание Zr не выше 8.3 г/т.

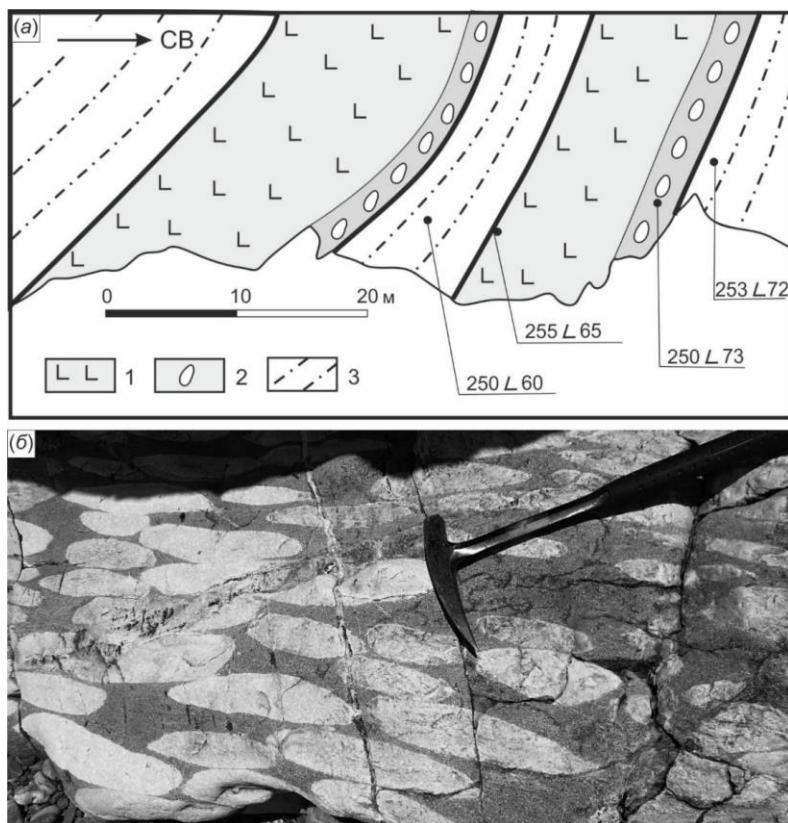


Рис. 1. Геологическая схема обнажения (а) и фотография фрагмента зоны минглинга (б). 1 – долериты; 2 – зона минглинга; 3 – кварциты и кварцитосланцы вмещающей толщи.

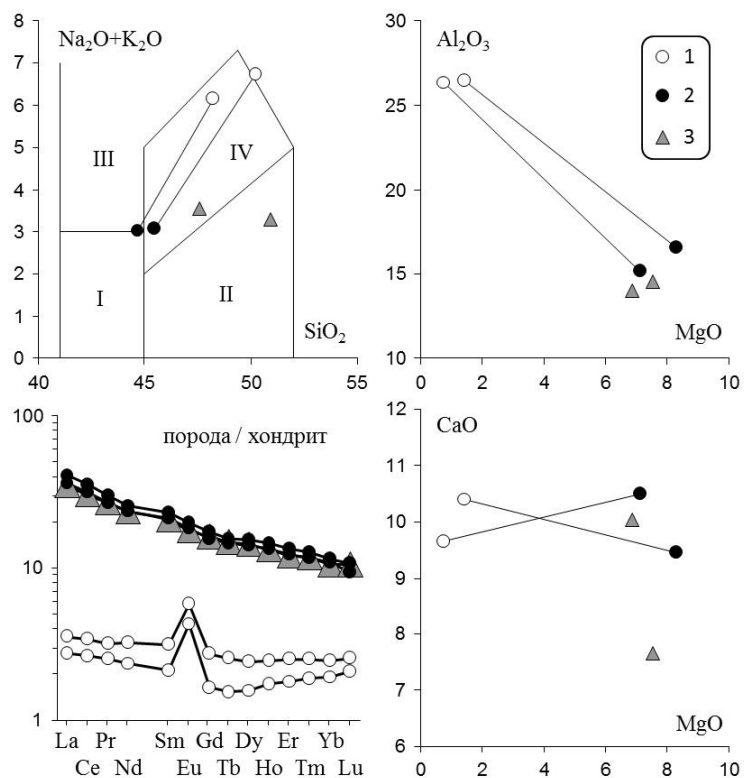


Рис. 2. Вариационные петрохимические диаграммы (вес. %) и спектры нормированных содержаний РЗЭ в породах анортозит-долеритового минглинга двух силлов: 1–2 – породы зоны минглинга: 1 – анортозиты; 2 – меланократовый матрикс; 3 – долериты основной массы силлов. Линиями соединены составы сосуществующих пород. Поля пород на классификационной TAS-диаграмме приведены по [6]: I – перидотиты, II – габбро, III – фельдшпатоидные габбро, IV – монцогаббро. Редкоземельные элементы нормированы на хондрит C1 по [7].

Возраст силлов неизвестен; хотя в метадолеритах и присутствует циркон, но выделить его не удалось, поскольку кристаллы очень мелкие (3—10 мкм). Однако совокупность геологических и геохронологических данных по вмещающим силлы метаморфическим породам харгитуйской свиты сарминской серии позволяет приблизительно оценить возраст долеритов силлов в диапазоне 2.15–1.95 млрд лет аналогично возрасту протолитов вмещающих пород. Породы силлов имеют ту же степень метаморфической переработки, что и вмещающие их породы, возраст метаморфизма которых оценивается как 1.95 млрд лет (Ar-Ar по мусковиту [5]). Возраст самого молодого детритового циркона в слюдисто-кварцевых сланцах составляет 2.15 млрд лет [4]. Таким образом, как протолиты вмещающих силлы кварцитов и кварцитосланцев, так и сами долериты силлов должны были быть сформированы во временном интервале 2.15–1.95 млрд лет.

Исследование выполнено при поддержке РНФ, грант № 25-77-30006, <https://rscf.ru/project/25-77-30006>.

- [1] Складов Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
- [2] Snyder D., Crambes C., Tait S., Wiebe R.A. Magma Mingling in Dykes and Sills // The Journal of Geology. 1997. V. 105. P. 75–86.
- [3] Sparks R.S.J., Marshall L.A. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1986. V. 29. P. 99–124.
- [4] Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В., Брянский Н.В. Разделение раннепротерозойской харгитуйской свиты сарминской серии (Акитканский орогенный пояс, Сибирский кратон) на разновозрастные толщи на основании результатов U-Pb-изотопного анализа циркона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515, № 7. С. 37–45.
- [5] 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 // Доклады РАН. 2019. Т. 486, № 2. С. 217–222.
- [6] Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Science Reviews. 1994. V. 37, №. 3–4, P. 215–224.
- [7] Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society special publication. 1989. V. 42. P. 313–346.



СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ ГИБРИДИЗАЦИИ ГРАНОДИОРИТОВ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.Е. Смолякова, В.Г. Владимиров

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

Гибридизация контрастных по составу магматических расплавов считается одним из ключевых факторов, определяющих многообразие магматических пород [8, 13]. Смешение магм может происходить в подводящих каналах и непосредственно в магматических резервуарах от ниже- до верхнекоровых уровней [10].

Главным свидетельством химического взаимодействия расплавов является наличие гибридных пород с промежуточным составом и неравновесными текстурно-минералогическими ассоциациями. Зачастую такие породы присутствуют в гранитоидных массивах в виде мафических микрогранулярных включений (ММЕ) [1, 12, 14, 15].

Благоприятными факторами, контролирующими протекание процессов смешения магм, является существование градиента вязкости и/или плотности контактирующих расплавов [5, 9], а также наличие активной конвекции в магматическом резервуаре [1, 7, 9, 11].

Значительное количество проявлений гибридизации как в плутонических, так и в вулканических системах зафиксировано в островодужных, субдукционных и аккреционно-коллизийных обстановках. Вместе с тем в научных работах слабо затрагиваются вопросы, рассматривающие гибридизацию как индикатор обстановок и длительности становления магматических тел. В данном сообщении эта проблема освещена на примере Баянкольского массива гранодиоритов, расположенного в пределах Эрзинской тектонической зоны в краевой части Тувино-Монгольского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува).

Становление Баянкольского массива происходило на пике коллизийных событий на рубеже 488 ± 3 млн лет (U-Pb, Zrn [3]). Баянкольский массив гранодиоритов занимает площадь 25 км^2 и протягивается вдоль Эрзинской тектонической зоны в юго-западном направлении. Массив сложен роговообманковыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами (среднее содержание $\text{SiO}_2 = 68.23$ мас. %). Породы характеризуются крупно- и среднезернистой структурой, порообразующие минералы формируют магматическую полосчатость. Породы являются преимущественно магнезиальными (среднее значение $\# \text{Fe} = 0.78$), умеренно- и высококалиевыми (среднее содержание $\text{K}_2\text{O} = 2.74$), значение индекса MALI (среднее значение = 3.24) определяет принадлежность пород к известковому и известково-щелочному типам. Породы относятся к пералюминиевым разностям. Рассчитанное значение $\epsilon \text{Nd}(T)$ для гранодиоритов составляет -0.8 .

Мафические микрогранулярные включения, распространенные в Баянкольском массиве, являются свидетельством взаимодействия контрастных по составу магм. Возраст включений составляет 484 ± 3 млн лет (U-Pb, Zrn). Мафические включения характеризуются округлой формой, четкими контактами с вмещающими породами, их размер варьируется от первых сантиметров до одного метра в диаметре. Форма ММЕ преимущественно уплощенная или вытянутая вдоль направления магматической полосчатости в гранитоидах. Структура пород мелкозернистая порфировидная. В породах отмечаются признаки вращения вкрапленников плагиоклаза, внутрикристаллические механизмы деформирования в кварце и плагиоклазе, изредка фиксируется магматическая полосчатость. Состав включений варьируется от гранодиоритов до габброидов (содержание $\text{SiO}_2 = 51.53\text{--}66.22$ мас. %), наблюдается прямая корреляция между размером ММЕ и основностью его состава. В особо крупных ММЕ наблюдается увеличение содержания кремнезема и изменение размерности зерен при продвижении от центра включения к краю. Породы ММЕ являются магнезиальными (значения $\# \text{Fe} = 0.68\text{--}0.77$), умеренно- и высококалиевыми (содержание $\text{K}_2\text{O} = 1.63\text{--}3.01$ масс. %) преимущественно известково-щелочными (индекс MALI = 0.75–

2.78). Спектры распределения РЗЭ ММЕ близки к вмещающим гранитоидам: для кислых и средних включений характерна отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0.46-0.79$), обогащение легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n=3.14-8.94$), дифференциация тяжелых РЗЭ ($(Gd/Yb)_n=1.19-2.25$). На спайдер-диаграммах фиксируется деплетирование Ti, Sr, Nb и Ta. Значения $\epsilon Nd(T)$ для включений габброидного и гранодиоритового состава составляют +1.7 и +0.1 соответственно.

В качестве источника основных расплавов принимается одноименный двухфазный массив габбро-монцодиоритов (489 ± 3 млн лет, Ar/Ar [6]), выходы которого фиксируются в северо-восточном обрамлении тела гранитоидов. Массив интерпретируется как апикальная часть нижнекоровой камеры основных расплавов или ее апофиза [2].

Распределение ММЕ по альтитуде в массиве гранодиоритов носит неоднородный характер и не подразумевает конвективное движение внутри магматического резервуара. Это не противоречит результатам термомеханического моделирования магматической камеры Баянкольского массива [4], где выделяются пограничные уровни, ограничивающие подъем глобул более основного расплава.

Комплекс структурно-вещественных характеристик гибридизированных и негибридизированных пород, включая ММЕ, позволил сделать следующие выводы, касающиеся особенностей становления Баянкольского массива гранодиоритов.

1. Пространственное совмещение Баянкольского массива гранитоидов и базитов обусловлено локализацией источников основных и кислых расплавов в локальных зонах растяжения. Формирование кислой камеры на среднекоровых уровнях способствует поддержанию низкой вязкости расплавов, достаточной для начала процессов гибридизации.

2. Особенности теплопереноса в сдвиговых обстановках ограничивают длительность становления магматических тел. Следствием данного процесса является относительно быстрая консолидация массива гранитоидов, «замораживание» первых признаков конвекции в магматической камере.

3. Активация сдвиговых движений на поздних стадиях эволюции интрузивных тел приводит к искажению формы массива гранитоидов, формированию выраженной магматической полосчатости, деформированию формы ММЕ. Тела гранитоидов и габброидов оказываются растащенными в пространстве по направлению сдвига.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

- [1] Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 309–334.
- [2] Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембрийско-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерального сырья Сибири: Материалы научно-практической конференции (31 октября – 2 ноября 2001 г.). Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.
- [3] Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Семенова Д.В. Гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЮВ Тува): состав и возраст по данным U-Pb датирования // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы конференции с международным участием. Томск, 2022. Вып. 11. С. 39–44.
- [4] Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилена, Тува, Россия // Геотектоника. 2021. № 1. С. 3–22.
- [5] Семенов А.Н., Полянский О.П. Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 11. С. 1664–1683.
- [6] Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтманн Р. Коллизионный магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 5. С. 653–672.
- [7] Arvin M., Dargahi S., Babaei A.A. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 24. P. 105–113.
- [8] Blundy J.D., Sparks R.S.J. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy // Journal of Petrology. 1992. V. 33, № 5. P. 1039–1104.
- [9] Frost T.P., Mahood G.A. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California // Geological Society of America Bulletin. 1987. V. 99. P. 272–291.
- [10] Perugini D. The mixing of magmas: Field evidence, numerical models, experiments. Cham: Springer International Publishing, 2021. 162 p.

- [11] *Tobisch O.T., McNulty B.A., Vernon R.H.* Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California // *Lithos*. 1997. V. 40, № 2–4. P. 321–339.
- [12] *Vernon R.H.* Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment // *Nature*. 1984. V. 309, № 5967. P. 438–439.
- [13] *Wiebe R.A.* Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: the Cadillac Mountain intrusive complex, Mount Desert Island, Maine // *The Journal of Geology*. 1994. V. 102, № 4. P. 423–437.
- [14] *Williams Q., Tobisch O.T.* Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: constraints from drop deformation theory // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1994. V. 99, № B12. P. 24359–24368.
- [15] *Xia S., Qi Y., Yu S., Jiang X., Gao X., Wang Y., Peng Y.* Magma mixing origin for the Menyuan Granodioritic Pluton in the North Qilian Orogenic Belt, China // *Minerals*. 2025. V. 15, № 4. 391.



АККРЕЦИОННЫЕ И КОЛЛИЗИОННЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

С.Д. Соколов, М.И. Тучкова

Москва, Геологический институт РАН, tuchkova@ginras.ru

Существуют различные классификации складчатых или орогенных сооружений. В большинстве случаев выделяются два различных типа: тихоокеанский и средиземноморский; кордильерский и альпийский; периокеанический и межконтинентальный; аккреционный и коллизионный. В основе такого разделения лежит геодинамический подход, согласно которому один тип складчатых поясов (аккреционный, тихоокеанский и др.) формируется в процессе взаимодействия структур в зоне перехода континент – океан, а другой (коллизионный, средиземноморский и др.) – при коллизии континент – континент.

На северо-востоке Азии отчетливо видны два структурных плана. Один из них к северо-западу от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса сложен структурами Верхояно-Чукотских мезозоид, а другой – структурами Западно-Корякской и Корякско-Камчатской складчатых областей.

Современный структурный план Верхояно-Чукотских мезозоид имеет достаточно мозаичный рисунок, созданный коллизионными процессами, среди которых главную роль играют столкновения типа континент – микроконтинент, континент – островная дуга. В то же время аккреционные структуры и свойственный им тип деформаций установлены в Южно-Ануйской сутуре.

Западно-Корякская и Корякско-Камчатская складчатые области имеют северо-восточные и восточные простираия. Это типичный пример континентальных окраин аккреционного типа, формировавшихся в процессе последовательного приращения к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных по геодинамическому типу террейнов. Различаются островодужные, офиолитовые, окраинноморские, турбидитовые террейны, террейны океанической коры и аккреционных призм. Однако и здесь достаточно хорошо проявлены структуры, созданные коллизионными процессами. Например, на Тайгоносе во фронтальной части Удско-Мургальской островодужной системы в конце раннего мела произошла коллизия энсиматической островной дуги. Структурный план южной части Корякского нагорья и Камчатки во многом был обусловлен коллизионными (дуга – дуга, континент – дуга) процессами.

В формировании складчатых поясов действуют одни и те же процессы, но структурное выражение может быть различным, что определяется масштабами аккреционных или коллизионных явлений, типами коллизии (континент – континент, континент – дуга и др.) и аккреции (андийский, кордильерский, западно-тихоокеанский тип), геологической предисторией, особенностями взаимодействия плит (ортогональная или косая субдукция, режим скольжения плит, возрастом океанической коры, характером сцепления, углом наклона зоны субдукции и мн. др.).

Следовательно, когда мы говорим о коллизионном типе складчатых поясов, то имеем в виду преобладающую роль коллизии, когда говорим об аккреционном типе складчатых сооружений – преобладающую роль аккреционных структур и процессов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 25-17-00036.



ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫЕ РАСПЛАВЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ПО ДАННЫМ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ШПИНЕЛИ

А.Е. Старикова^{1,2}, Е.В. Складов^{2,3}

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

² Новосибирск, Новосибирский государственный университет

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

Карбонатиты – специфические магматические породы, содержащие более 50 % карбонатов; благодаря своей рудоносности являются объектами пристального внимания ученых с давних пор. Тем не менее до сих пор нет четкого ответа на основные вопросы, связанные с карбонатитами, например, каков состав родоначальных карбонатитовых расплавов или точный механизм их образования. Данные, полученные при изучении включений, и широкие ореолы фенитов вокруг карбонатитовых тел [1] указывают на высокие концентрации щелочей в карбонатитовых расплавах, что не согласуется с минералогией самих карбонатитов и, вероятно, связано с выносом щелочей в ходе фенитизации и их вторичных преобразований. Первоначально подразумевалось, что это породы мантийного происхождения, однако в настоящее время появляется все больше данных о проявлениях карбонатитов, имеющих коровые характеристики [2]. Зачастую эти породы приурочены к метаморфическим комплексам с высокой степенью метаморфизма. Их внедрение также связывают с обстановками постколлизийного растяжения [3] или сдвигового тектогенеза [2].

Тажеранский массив является ярким примером синколлизийного магматизма с пульсационным внедрением различных по составу магм: щелочных и нефелиновых сиенитов, базитов. Присутствие многочисленных жильных тел бруситовых мраморов, секущих как сиениты, так и габброиды в южной части массива, трактуется по-разному: протрузивное внедрение мраморов [4] или внедрение карбонатного расплава [2]. Оба предложенных варианта имеют только косвенные доказательства. Кроме жил собственно бруситовых мраморов, в южной части массива повсеместно встречаются жильные тела кальцифиров мощностью от сантиметра до десятков сантиметров с частыми раздувами. Основными минералами этих пород, помимо, кальцита, являются форстерит (Fo_{99}) и шпинель. В виде аксессуарных встречаются пикроильменит, гейкилит, перовскит, а также оксиды Zr (тажеранит, кальцитит, бадделит, цирконолит, реже – циркелит), редко – пироксенол и минералы ряда уранинит-торианит. Состав шпинелей характеризуется незначительным содержанием железа (FeO_{tot} 1.76 до 1.17 мас. %), а также присутствием титана, концентрация которого может отличаться для шпинелей из разных жильных тел. Эти различия напрямую коррелируют с цветом минералов: зеленые шпинели содержат до 0.1 мас. % TiO_2 , розовые – до 0.5 мас. %, а ярко-лиловые – до 2.0 мас. %.

В зернах шпинелей были диагностированы первичные полифазные включения (5–30 мкм), более чем на 70 об. % заполненные кристаллическими фазами. Для включений из одной зоны роста характерно постоянство присутствующих фаз и их пропорций. Это позволяет предполагать, что все фазы являются дочерними, а включения – расплавленными. Дочерние фазы представлены кальцитом, занимающим до 40 % объема включения, доломитом, щелочными карбонатами и фторидами, а также апатитом. Среди щелочных карбонатов были диагностированы щелочные карбонаты без дополнительных анионов, отношение Ca к щелочам в которых значительно выше, чем в известных природных щелочных карбонатах ($\text{Ca}/(\text{Na}+\text{K})$ 1.8–2.5), и нортупит ($\text{Na}_2\text{Mg}[\text{CO}_3]_2\text{Cl}$). Щелочные карбонаты с соотношениями Na/Ca 2/3 и 1/2 были описаны в экспериментальных работах [5] для системы $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{--CaCO}_3$ при 6 ГПа. Однако давление, рассчитанное по минеральным барометрам для пород Тажеранского массива, не превышает 1 кбар, что делает их находки уникальными. Доказательством того, что эти щелочные карбонаты не являются тонким срастанием нескольких фаз (например, ньеререйта и кальцита), служат КР спектры, схожие с таковыми для ньеререйтов из карбонатитов Чукотского массива [6] и не имеющие

пиков кальцита (основной пик – 1085 см⁻¹). Фториды во включениях представлены параскандолаитом (KMgF₃) в зеленых шпинелях и нейборитом (NaMgF₃) – в розовых и лиловых. Еще одной необычной фазой во включениях является фторкарбонат, формула которого может быть записана как (Na,K)Mg[CO₃]F. Соотношение Na/K в ней колеблется от 2.7 до 1.6, также отмечается примесь хлора 2.0–2.3 мас. %. Из силикатных минералов был диагностирован форстерит. Типичной рудной фазой во включениях центральных частей лиловой шпинели является гейкилит, редко встречаются Zr фазы и пирротин. Для единичных включений были проведены термометрические исследования в диапазоне температур 25–920 °С. Плавление фаз происходило инконгруэнтно. Первые реакционные преобразования наблюдались при температуре 105–110 °С. Гомогенизация включений происходила в диапазоне 870–900 °С. При быстром охлаждении закалки не происходило, что в целом характерно для карбонатных систем.

Находки первичных расплавных включений в шпинели из жильных кальцифиров, по сути дела, являются прямым доказательством участия карбонатитовых расплавов в становлении Тажеранского массива. Изотопные метки (O, C) этих пород четко указывают на осадочное происхождение карбонатов [7]. Механизм образования жильных кальцифиров может быть объяснен моделью, предложенной Ленцем, согласно которой флюиды, отделившиеся от сиенитового расплава, вызывают частичное плавление вышележащих карбонатных осадочных толщ [8]. Это в целом не противоречит, а дополняет ранее предложенную нами концепцию формирования Тажеранского массива [9]: в ходе коллизионных тектонических событий поступление базитовых магм в нижнюю кору спровоцировало интенсивное плавление силикатных и карбонатных пород, что, в свою очередь, привело к генерации расплавов, мигрировавших в верхние уровни земной коры и их пульсационному внедрению с образованием сиенитов, нефелиновых сиенитов, карбонатных жильных тел доломитового состава и габброидов. Дальнейшее взаимодействие нефелиновых сиенитов с карбонатными (доломитовыми) породами привело к образованию щелочных карбонатитовых расплавов, которые и сформировали жильные кальцифиры.

Исследования выполнены в рамках госзадания Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (122041400312-2).

- [1] Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V. et al. Petrogenesis of Zr-Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): mineralogy and inclusion data // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 131. 104042.
- [2] Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V. Crustal carbonatites: definition, geology, mineralogy, and geochemistry // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2025. V. 16, № 1. 0805.
- [3] Liu Y., Berner Z., Massonne H.-J., Zhong D. Carbonatite-like dykes from the Eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // *Journal of Asian Earth Sciences*. V. 26, № 1. P. 105–120.
- [4] Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
- [5] Shatskiy A., Gavryushkin P.N., Litasov K.D. et al. Na-Ca carbonates synthesized under upper-mantle conditions: Raman spectroscopic and X-ray diffraction studies // *European Journal of Mineralogy*. 2015. V. 27, № 2. P. 175–184.
- [6] Шарыгин В.В. Высокотемпературные карбонаты и карбонат-фосфаты в породах щелочно-карбонатитовых массивов Чуктукон и Средняя Зима: по данным изучения включений в пирите // *Геосферные исследования*. 2024. № 3. С. 87–100.
- [7] Doroshkevich A., Sklyarov E., Starikova A. et al. Stable isotope (C, O, H) characteristics and genesis of the Tazheran brucite marbles and skarns, Olkhon Region, Russia // *Mineralogy and Petrology*. 2017. V. 111. P. 399–416.
- [8] Lentz D.R. Carbonatite genesis: a reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // *Geology*. 1999. V. 27, № 4. P. 335–338.
- [9] Скларов Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах на примере Западного Прибайкалья // *Геотектоника*. 2013. № 3. С. 58–77.



БИМОДАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ДАВЕНДА-КЛЮЧЕВСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА

Ю.И. Тарасова, Ю.Д. Щербаков

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, j.tarasova84@yandex.ru

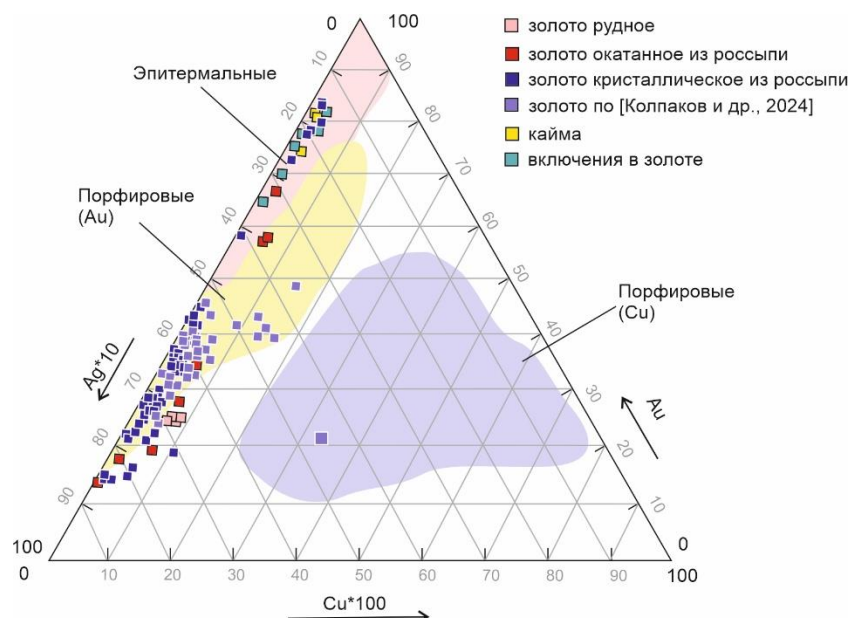
Восточно-Забайкальский край является крупным горно-промышленным регионом, где ведется активная добыча коренного и россыпного золота. Богатая история золотодобычи в этом регионе во многом определила интерес среди исследователей к вопросам условий образования [2, 5, 6, 9–12, 14–16, 18], геохимических характеристик [7, 8], изотопно-геохимических черт [1] и возраста рудных тел [14, 15]. Для полноценного понимания генезиса и перспектив золотоносности Давенда-Ключевского узла необходим детальный анализ различных морфологических типов самородного золота как из коренных источников, так и из россыпных объектов, что позволяет реконструировать условия его образования и последующей транспортировки.

Давенда-Ключевской рудный узел, являющийся составной частью Могочинского рудного района, расположен в раннепалеозойской складчатой области на юго-западной окраине Алдано-Витимского щита, примыкая к Монголо-Охотскому разлому. В геологическом строении района принимают участие метаморфогенные и магматические образования архейского возраста, а также интрузивные породы нижне-, верхнепалеозойского и мезозойского возраста [3, 4].

Ключевское золоторудное месторождение является составной частью одноименного рудного поля, в котором преимущественно распространены граниты и гранодиориты первой фазы амананского комплекса, прорванные штоками гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров амуджикано-сретенского комплекса. Золотоносный штокверк, представленный разноориентированными кварц-турмалиновыми, турмалин-пиритовыми жилами и прожилками, является основным промышленным рудным телом на Ключевском месторождении. Мощность штокверка от 5 до 100 м, протяженность – от 700 до 1200 м. Руды месторождения относятся к умеренно сульфидным, существенно преобладает пирит 5–10 об. %, в значительно меньших количествах отмечается арсенопирит (1–3 об. %), халькопирит (1–2 об. %) и блеклые руды (1–2 об. %). В подчиненном количестве присутствуют галенит, сфалерит и др.

Самородное золото из рудной зоны месторождения Ключевского устанавливается в двух ассоциациях: с турмалином – первая ассоциация, а также с крупными агрегатами пирита, который часто срастается с халькопиритом и блеклыми рудами – вторая ассоциация. Мельчайшие округлые вкрапления самородного золота установлены в виде включений в турмалине. Наиболее богатыми на золото являются участки, где развита полиметаллическая ассоциация. Здесь золото достигает размера в несколько миллиметров и локализуется в трещинах и пустотах между зерен пирита, минералов группы блеклых руд, а также арсенопирита. За счет его развития в интерстициях морфология золотин угловатая, пластинчатая, жилковидная. Пробность золота коренных источников варьируется от 730 до 900 ‰, наиболее распространено золото пробностью около 860–870 ‰. Среди элементов примесей в золоте из коренного источника наиболее часто устанавливается (до 110 ‰) серебро, которое является весьма типичной примесью для золота мезотермальных золоторудных месторождений. Кроме того, отмечается примесь меди до 1.13 ‰.

Пробность самородного золота в россыпях также отличается в зависимости от крупности частиц. Так, очень мелкое золото характеризуется высокой пробностью – от 860 до 920 ‰. Мелкое золото характеризуется несколько более высокой пробностью (860–960 ‰) в центре зерна и до 999 ‰ по кайме. Кроме того, в этих зернах установлены тонкие прожилки высокопробного (970–990 ‰) золота. Крупное золото характеризуется высокой равномерно распределенной пробностью – 910–999 ‰. В результате травления части зерен самородного золота установлено, что большинство из них имеет зернистое или губчатое строение, что можно объяснить более ранним формированием мелких кристаллических зерен, послуживших затравкой для последующего нарастания золота.



Дискриминационная диаграмма [16] состава золота из коренных и россыпных источников Забайкальского края.

Полученные характеристики были использованы при построении тройной диаграммы (рисунки), демонстрирующей связь состава и генезиса [17]. По результатам анализа химического состава самородного золота, включений в нем и минеральных ассоциаций, связанных с ним, можно выделить две отличающиеся группы.

В результате подтверждается сходство самородного золота россыпей Давенда-Ключевского рудно-россыпного узла и коренных источников региона [8, 13, 17]. Особенности химического состава и взаимоотношения самородного золота с сульфидными минералами демонстрируют разноэтапность его формирования. Результаты наших исследований коренного и россыпного золота могут использоваться для корректировки представлений о генезисе золото-кварц-сульфидной минерализации Восточного Забайкалья, а также для целей выявления перспективных участков локализации коренных руд.

Исследование проведено в рамках выполнения госзадания по проекту IX.130.3.1 (№ 0284-2021-0001). Работа осуществлена с использованием научного оборудования Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

- [1] *Абрамов Б.Н., Калинин Ю.А., Боровиков А.А., Бадмацыренова Р.А., Посохов В.Ф.* Александровское золоторудное месторождение (Восточное Забайкалье): источники вещества пород и руд // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов.* 2020. Т. 331, № 4. С. 83–95. doi:10.18799/24131830/2020/4/2596.
- [2] *Боровиков А.А., Калинин Ю.А., Абрамов Б.Н., Сухоруков В.П.* Рудообразующие флюиды месторождений Александровское и Давенда (Восточное Забайкалье) // *Геология рудных месторождений.* 2020. Т. 62, № 4. С. 321–348.
- [3] *Быбин Ф.Ф., Багова В.З.* Могочинско-Карийский золоторудный район (Восточное Забайкалье) // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири.* 2014. № 1. С. 78–84.
- [4] *Государственная геологическая карта СССР.* Масштаб 1:200000. Лист N-50-XXIII: Объяснительная записка. М.: Недра, 1971. 118 с.
- [5] *Ефремов С.В., Горячев Н.А., Будяк А.Е.* Эволюция Карийской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье, Россия): опыт применения мелкомасштабной геохимической съемки // *Геология рудных месторождений.* 2021. Т. 63, № 3. С. 283–294.
- [6] *Жмодик С.М., Росляков Н.А., Спиридонов А.М., Козаченко И.В.* Золотопорфировое оруденение Карийского рудного узла как новый тип оруденения в Восточном Забайкалье // *Доклады РАН.* 2009. Т. 426, № 6. С. 791–796.
- [7] *Колпаков В.В., Неволько П.А., Фоминых П.А.* Минералогия и коренные источники золота Давенда-Ключевского рудно-россыпного узла (Восточное Забайкалье) // *Геология рудных месторождений.* 2024. Т. 66, № 5. С. 483–504.
- [8] *Корчагина Д.А., Агibalов О.А.* Опыт прогнозирования перспективных на золотое оруденение площадей на основе проведения комплексного анализа рудной и россыпной золотоносности (Забайкальский край) // *Отечественная геология.* 2020. № 1. С. 29–51. doi:10.24411/0869-7175-2020-10003.

- [9] Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Мател Н.Л., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 6. С. 526–548.
- [10] Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений). Новосибирск: Наука, 2000. 190 с.
- [11] Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Гео, 2006. 291 с.
- [12] Юргенсон Г.А. Минеральное сырье Забайкалья. Ч. I. Кн. 3: Благородные металлы. Чита: Поиск, 2008. 256 с.
- [13] Яблокова С.В., Самосоров Г.Г., Позднякова Н.Н. Типоморфные особенности золота как критерии связи россыпей с коренными источниками золото-серебряного типа (на примере рудно-россыпного узла Многовершинное) // Отечественная геология. 2020. № 4–5. С. 24–38. doi:10.47765/0869-7175-2020-10021.
- [14] Chernyshev I.V., Prokofev V.Y., Bortnikov N.S., Chugaev A.V., Goltsman Y.V., Lebedev V.A., Larionova Y.O., Zorina L.D. Age of granodiorite porphyry and beresite from the Darasun gold field, Eastern Transbaikalia region, Russia // *Geology of Ore Deposits*. 2014. V. 56, № 1. P. 1–14. doi:10.7868/S0016777014010031.
- [15] Efremov S.V., Spiridonov A.M., Travin A.V. New data on granitoids of the Kara gold ore cluster (Eastern Transbaikalia): age, genesis, and sources of material // *Russian Geology and Geophysics*. 2019. V. 60, № 6. 602–615. doi:10.15372/RGG2019058.
- [16] Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // *Ore Geology Reviews*. 2014. V. 59. P. 123–151.
- [17] Townley B.K., Herail G., Makshev V., Palacios C. et al. Gold grain morphology and composition as an exploration tool: application to gold exploration in covered areas // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2003. V. 3, № 1. P. 29–38.
- [18] Yakubchuk A., Lobanov K., Shmatov S. The Davenda-Klyuchevskoe Au-Mo-(Cu) cluster in the Mogocha gold district (Russia): an intrusion-related or porphyry system overprinted by epithermal gold // *Mineralium Deposita*. 2024. V. 60. P. 47–62. doi:10.1007/s00126-024-01302-2.



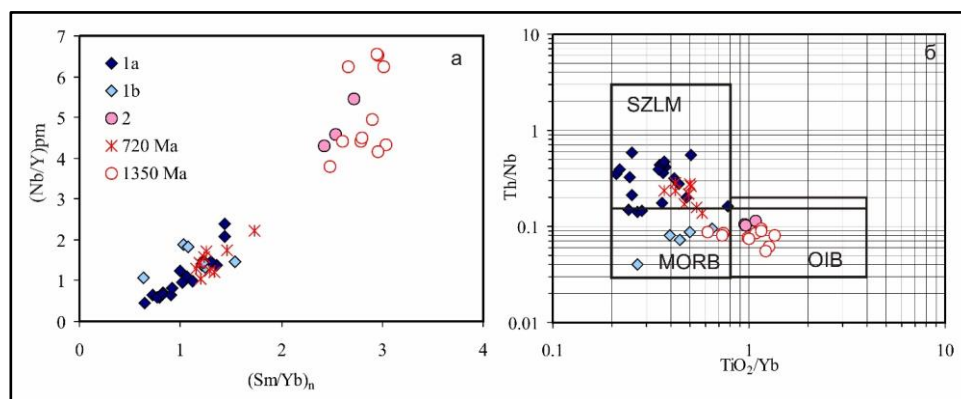
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ДАЙКОВЫХ РОЕВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА)

О.М. Туркина

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

Дайковые рои являются маркерами процессов растяжения и связанного внутриплитного магматизма, их исследование дает главную информацию об этапах базитового магматизма и эволюции мантийных источников во времени. В пределах южного фланга Сибирского кратона (СК) геохронологически обосновано выделение двух этапов формирования базитовых даек в мезо- и неопротерозое: 1.35–1.34 млрд лет – дайки долеритов ЮВ оконечности Шарыжалгайского и Байкальского выступов [4]; ~0.72 млрд лет – дайки долеритов нерсинского комплекса [5]. В настоящей работе представлены авторские данные по составу долеритов Шарыжалгайского выступа и их сопоставление с разновозрастными долеритами южного фланга СК, возраст которых установлен U-Pb методом по циркону/бадделейту.

Изученные долериты образуют маломощные дайки (до 1–2 м) СЗ протирания в Онотском и Иркутском блоках Шарыжалгайского выступа и рассматривались в составе неопротерозойского нерсинского комплекса [1]. Исключение составляет субвертикальная дайка мощностью до 20 м на левобережье р. Онот, прорывающая амфиболиты Онотского зеленокаменного пояса. Основная минеральная ассоциация долеритов включает клинопироксен и плагиоклаз, оливин крайне редок, рудный минерал представлен титаномагнетитом. Мощная дайка р. Онот отличается наличием биотита, аналогичный минеральный состав имеют долериты из фрагмента дайки в бассейне р. Китой. По соотношению немобильных элементов ($Nb/Y - Zr/TiO_2$) большинство долеритов соответствуют субщелочным базальтам, тогда как биотитсодержащие долериты – щелочным. Преобладающие долериты обнаруживают несомненное сходство с породами нерсинского комплекса в Прибайкальском рое [2], те и другие характеризуются низким содержанием TiO_2 ($\leq 1.3\%$), высокочуждых элементов, Th, легких РЗЭ. Напротив, биотитсодержащие долериты обогащены TiO_2 (2.4–2.7 %), Zr, Nb, Th, легкими РЗЭ и подобны долеритам Листвянки и Голоустной с возрастом 1.35 млрд лет [3]. Эти долериты характеризуются высоким $(La/Yb)_n$ (5.5–7.0) и отсутствием отрицательной аномалии Nb на мультиэлементных спектрах, что определяет их сходство с ОИБ. Различие между двумя типами долеритов Шарыжалгайского выступа и в то же время их сходство с породами либо нерсинского комплекса, либо мезопротерозойскими (1.35 млрд лет) долеритами отчетливо проявлено на диаграмме $(Sm/Yb)_n - (Nb/Y)_{pm}$ (рисунок, а).



Диаграммы для мезо- и неопротерозойских долеритов южного фланга Сибирского кратона.

Шарыжалгайский выступ: 1а, 1б – две группы долеритов первого, «нерсинского» типа, 2 – долериты второго «листянского» типа. Для сравнения показаны нео- (720 млн лет) и мезопротерозойские (1350 млн лет) долериты по [2, 3]. Поля: MORB, OIB, SZLM (субдукционно-модифицированная литосферная мантия) по [6].

В отличие от Прибайкальского роя в Шарыжалгайском выступе долериты «нерсинского» типа обнаруживают различия в распределении редких элементов, позволяющие выделить среди них две группы (рисунок). Преобладающие долериты подобно аналогам в Прибайкалье демонстрируют минимум Nb на мультиэлементных спектрах ($Nb/Nb^* < 1$). Долериты второй группы, как правило, лишены Nb минимума, или он слабо проявлен ($Nb/Nb^* = 0.8-2.0$), а также характеризуются «плоскими» спектрами РЗЭ.

Для сопоставления изотопного состава величины ϵ_{Nd} для двух изученных типов долеритов были рассчитаны на время 720 и 1350 млн лет соответственно. Биотитсодержащий долерит имеет $\epsilon_{Nd} -2.3$, отличаясь от мезопротерозойских долеритов Листвянки (ϵ_{Nd} от +1.1 до +1.5), и более близок к одновозрастным долеритам Голоустной (ϵ_{Nd} от +0.1 до -0.9). Две группы долеритов «нерсинского» типа Шарыжалгай резко различаются по изотопному составу. Доминирующая группа имеет крайне низкие ϵ_{Nd} (от -13.7 до -18.4), тогда как подчиненная группа с ϵ_{Nd} от -1.3 до -4.1 идентична нерсинским долеритам Прибайкальского роя (ϵ_{Nd} от -0.5 до -3.9). Согласно диаграмме [6], долериты с возрастом 1.35 млрд лет и их аналоги в Шарыжалгае по характеру мантийного источника сходны с ОИВ при ограниченном вкладе астеносферной мантии, определяющем вариации их изотопного состава (рисунок, б). Для долеритов нерсинского комплекса и их аналогов в Шарыжалгае доминирующим был субдукционно-модифицированный литосферный источник при варьирующемся участии астеносферной мантии, максимальный вклад которой демонстрируют долериты второй группы Шарыжалгай, практически лишенные Nb минимума на мультиэлементных спектрах и имеющие более высокие величины ϵ_{Nd} .

Таким образом, среди изученных долеритов Шарыжалгай установлены аналоги мезо- и неопротерозойских долеритов «нерсинского» и «листянского» типа, главными источниками которых служили мантийный плюм и субдукционно-модифицированная литосферная мантия соответственно.

Исследование проведено в рамках госзадания ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2).

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.
- [2] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Демонтерова Е.И., Ефремова У.С. Геохимические критерии разделения протерозойских долеритов даек центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона // Геохимия. 2023. Т. 68, № 5. С. 488–507.
- [3] Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. Geochemistry and petrogenesis of Mesoproterozoic dykes of the Irkutsk Promontory, southern part of the Siberian craton // Minerals. 2018. V. 8. № 12. 545.
- [4] Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469.
- [5] Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U. et al. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume center in southern Siberia: The initiation of Laurentia-Siberia separation // Precambrian Research. 2023. V. 394. 107111.
- [6] 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.



МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ – АНАЛИЗ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

М.И. Тучкова, С.Д. Соколов, Е.В. Ватрушкина

Москва, Геологический институт, tuchkova@ginras.ru

Южно-Ануйская сутура (ЮАС) разделяет Чукотскую и Верхояно-Колымскую складчатые области. В связи с этим понимание структуры и истории развития сутуры имеют важное значение для палеотектонических реконструкций. История изучения Южно-Ануйской сутуры насчитывает несколько десятилетий, однако понимание ее строения до сих пор остается дискуссионным. Ранее предшественниками ЮАС рассматривалась как складчатая зона, возникшая на месте позднеюрско-раннемелового рифта [1, 2]. Позднее она стала рассматриваться как сутура, которая образовалась в результате столкновения Евразийской и Гиперборейской плит [3] при закрытии океанического бассейна в процессе коллизии Евразии и Северной Америки [4–6] или коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибирского континента [7, 8].

Породы ЮАС залегают в виде серии преимущественно северной vergentности сложно деформированных тектонических пластин, сложенных различными структурно-вещественными комплексами, среди которых в ряде мест встречаются терригенные породы с фаунистическими остатками триасового возраста. На основании перечисленных находок в междуречье Большого Анюя и Малого Анюя была выделена полоса терригенных отложений триаса линзовидной формы, при этом предполагалось, что в береговых обрывах р. Уямканда эти отложения сложены двумя толщами [9]. Осадочные образования южнее руч. Лесного относились к нижней толще, а севернее – к более песчаной верхней толще. Кроме того, отмечалось, что в верхней толще прослеживается постепенный переход между отложениями карнийского и норийского ярусов. Почти одновременно с этой точкой зрения существовала и другая [10], согласно которой триасовые отложения встречаются только в береговых обрывах р. Малый Анюй, а южнее, в бассейнах рек Уямканда и Ангarka, развиты отложения нижнего мела. Позднее К.Б. Сеславинский [3] отмечал, что триасовые отложения представляют собой небольшие блоки среди отложений верхней юры – нижнего мела. В последние годы изучению ЮАС было посвящено несколько публикаций [7, 8, 11]. Однако многие вопросы, связанные с возрастом и составом пород, слагающих ЮАС, до сих пор остаются невыясненными, и этот пробел затрудняет наше понимание строения сутуры. U-Pb датирование обломочных зерен циркона расширило возможности установления возраста немых толщ, но эти датировки единичны, а сложная структура деформированных толщ и сходство терригенных пород триаса и верхней юры – нижнего мела осложняет их картирование.

Проведенные детальные литологические исследования образцов осадочных комплексов береговых обрывов бассейнов рек Уямканда и Ангarka и их сравнение с разновозрастными отложениями Западной Чукотки позволили определить положение триасовых отложений в Южно-Ануйской сутуре и выявить характерные особенности триасовых и юрско-меловых пород, позволившие разделять их между собой.

В докладе представлены новые данные по датированию, строению и другим литологическим характеристикам пород, слагающих ЮАС.

Работы выполнены при поддержке РНФ, проект № 25-17-00036 (рук. С.Д. Соколов).

- [1] Радзивиц А.Я., Радзивиц В.Я. Магматизм северо-востока Азии. Магадан. 1975. Ч. 2. С. 71–80.
- [2] Тильман С.М. Тектоника континентальных окраин Северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 95–97.
- [3] Сеславинский К.Б. Южно-Ануйская сутура (Западная Чукотка) // Доклады АН СССР. 1979 Т. 249, № 5 С. 1181–1185.
- [4] Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Доклады АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1132–1135.
- [5] Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.

- [6] *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- [7] *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Пейер П.* Тектоника Южно-Аннуйской сuture (северо-восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- [8] *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В.* Тектоническая позиция Южно-Аннуйской сuture // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
- [9] *Довгаль Ю.М., Палымский Б.Ф.* К вопросу об основании Южно-Аннуйского прогиба // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1972. Вып. 20. С. 152–160.
- [10] *Сеславинский К.Б.* Строение и развитие Южно-Аннуйского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника. 1970. № 5 С. 56–68.
- [11] *Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuckova M.I.* Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. V. 11, № 5. P. 1530–1564. doi:10.1130/GES01165.1.



РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

И.В. Федюкин¹, А.В. Шаццлло¹, Т.В. Романюк¹, И.В. Латышева²,
К.И. Данцова², Н.Б. Кузнецов²

¹ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ivan.fedyukin@gmail.com

² Москва, Геологический институт РАН

В пределах горной области Большого Кавказа под мезозойским чехлом вскрыты дислоцированные палеозойские осадочные породы фундамента и перекрывающие их молассовые комплексы. В данной работе представлены результаты палеомагнитных исследований пород фундамента, а также молассовых отложений и вулканических пород в пределах Лабино-Малкинской зоны Большого Кавказа.

Урлешская свита представлена слоистыми красно-серыми песчаниками с подчиненными прослоями красно-бурых алевролитов и изучена нами в долине р. Шиджатмаз. Возраст свиты оценивается как раннеордовикский [2]. В результате температурной чистки выделена характеристическая компонента намагниченности прямой и обратной полярности, склонение в ЮЗ и СВ румбах с наклонениями от -10 до $+10^\circ$. Разброс направлений в пределах толщи существенный.

Аксаутская свита представлена пестроцветными аргиллитами и алевролитами, изучена в долине р. Аксаут. Грубозернистые красноцветные разности с косой слоистостью изучены в долине р. Малая Лаба. Вектор остаточной намагниченности имеет западные румбы и низкие наклонения, компонента намагниченности вторичная.

Киньрчадская свита представлена грубообломочными терригенными породами. Выше по разрезу терригенные породы сменяются лавами дацитового состава. Песчаные разности изучены в долине р. Малая Лаба, вулканические породы изучены в долинах рек Теберда и Аксаут. Возраст свиты установлен по наличию раннепермской флоры. По результатам температурной чистки выделяется характеристическая компонента одной полярности, в древней системе координат достигается максимальная кучность, склонение в ЮЗ румбах с наклонением -30° .

Сравнение полученных данных с референтной кривой кажущейся миграции полюса для Восточно-Европейской платформы [1] указывает на сходство полюсов для пермских вулканических пород; в раннепермских молассовых разностях наблюдается эффект «занижения наклонения», а также перемагничивание термальными процессами в мезозойское время. Для раннепалеозойских пород наблюдается сильное несоответствие значений палеомагнитных полюсов относительно Восточно-Европейской платформы, что подтверждается распределением обломочного циркона, характерного для Кадомско-Авалонской окраины Гондваны [2].

Работы проводились при финансовой поддержке РНФ, грант № 25-17-00301.

[1] Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, С. 13–21.

[2] Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В., Шаццлло А.В., Федюкин И.В., Данцова К.И., Романюк Т.В., Маслова О.А., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С. Возраст Урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источник слагающего ее обломочного материала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521, № 2. С. 167–177.



ДРЕВНИЕ БЛОКИ В ФУНДАМЕНТЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ: СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

Ю.Ф. Филиппов¹, Г.В. Арапов²

¹ Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
PhilippovYF@ipgg.sbras.ru

² Новосибирск, Новосибирский филиал, Всероссийский научно-исследовательский геологический
нефтяной институт, arapovgv@vnigni-nsk.ru

На большей части территории Западно-Сибирской плиты ее фундамент представлен орогенно-складчатыми сооружениями каледонид и герцинид, среди которых по геолого-геофизическим данным фиксируются древние блоки с относительно ненарушенным неопротерозойско-палеозойским осадочным чехлом. И если подвергшиеся складчатости, интрузивному воздействию и метаморфизму комплексы имеют ограниченный потенциал в нефтегазоносном отношении (за исключением зон нефтегазоносности на контакте с мезозойскими отложениями), то древние блоки (микроконтиненты, срединные массивы) могут представлять больший интерес с точки зрения наличия в них собственных доюрских залежей углеводородов. При этом степень их изученности к настоящему времени явно недостаточна для корректных оценок нефтегазоносного потенциала, что обуславливает значительный разброс мнений специалистов на этот счет.

Одним из наиболее перспективных и изученных в последнее время подобных объектов считаются доюрские комплексы фундамента плиты в ее восточной части. В левобережной части Енисея под мезозойским чехлом развиты субплатформенные верхнедокембрийско-нижнепалеозойские осадочные комплексы, залегающие на архейско-протерозойском (добайкальском) основании и образующие Предъенисейский осадочный бассейн [1, 2]. Южная часть этого древнего блока в тектоническом отношении интерпретируется в качестве Касско-Туруханского микроконтинента, аккретировавшего в эдиакарии вместе с островодужными комплексами к складчатым структурам западного фланга Сибирского кратона [2, 3], в пределах которого в венде и раннем палеозое формировались аналогичные платформенные комплексы преимущественно в условиях эпиконтинентального эвапоритового осадочного бассейна (ОБ).

В вертикальном разрезе здесь выделяются два взаимосвязанных между собой потенциально нефтегазоносных комплекса (ПНГК) – докембрийский и кембрийский. По наличию нефтегазогенерационных источников, возрасту, структуре и литологическим особенностям коллекторов и флюидоупоров потенциально нефтегазоносные системы отличаются друг от друга в восточной и западной части бассейна, что связано с субширотной палеогеографической зональностью ОБ, фиксируемой по материалам бурения и на сейсмических профилях [4]. В работе впервые была предпринята попытка моделирования истории осадконакопления и динамики погружений толщ в формате 3D. Для этого были использованы сеточные модели структурных карт по основным отражающим горизонтам, включая карты «первичных» изопакит (восстановленных мощностей) сейсмогеологических комплексов, затем строились сеточные модели карт реконструированных палеотолщин для более молодых доюрских осадочных комплексов (от ордовика до триаса) и масштабов денудации в разные периоды времени. Для оценки динамики погружений среди этих комплексов были выделены целевые, являющиеся потенциально нефтегазоматеринскими для основных ПНГК – пайдугинский и верхнерифейско(?)–нижневендский. Результаты показали, что процессы генерации и миграции УВ могли проходить на довольно ранних этапах, начиная с кембрия для докембрийских нефтематеринских толщ и с ордовика – для кембрийских. Следы этих процессов обнаруживаются в результате геохимического анализа ОБ и нафтидов в керне скважин. Дальнейшие тектонические процессы, связанные с закрытием Палеоазиатского океана и последовавшей герцинской орогенцией, вероятно, привели к деструкции большей части сформированных залежей. Погружение докембрийских и кембрийских углеродистых толщ в мезозойское и кайнозойское время могло привести к вторичной, более молодой генерации УВ из оставшегося ОБ, что подтверждается как моделью погружений, так и находками не подвергшихся

значительной биодеградации нафтидов в скважинах, вскрывших кембрийские отложения. Наиболее перспективной с точки зрения потенциальной нефтегазоносности, судя по всему, является центральная зона развития рифовой гряды, разделяющая западную и восточную зоны седиментации и включающая оба из упомянутых возможных источников УВ.

Аналогичный древний блок выделяется по геофизическим данным в пределах Гыдана и прилегающих территорий. Границы блока в настоящее время точно определить не представляется возможным; вероятно, он охватывает значительную территорию на северо-востоке геосинеклизы. Единичными скважинами вскрыты и охарактеризованы только верхние (от ордовика и моложе) фрагменты разреза, который представлен рифейскими, венд-палеозойскими и верхнепермско-нижнетриасовыми осадочными комплексами общей мощностью до 10–13 км. Взаимоотношение со структурами СП и, соответственно, геодинамическая природа блока неясны, но в отличие от Предьенисейского блока здесь не фиксируется выраженной шовной (сутурной) зоны и отсутствуют следы океанических (офиолитовых) комплексов, что может косвенно говорить о наличии здесь краевых блоков самого Сибирского кратона, а не их террейновой природе. Формирование рифейского и венд-нижнекаменноугольного комплексов, вероятно, происходило в условиях пассивной континентальной окраины Сибирского кратона, а среднекаменноугольно-пермский комплекс представляет собой фрагмент форландового бассейна, образованного при коллизии Карского микроконтинента и постколлизийного орогенеза. В верхних частях разреза отмечены проявления траппового магматизма.

На большей части блока доюрские комплексы слабо дислоцированы и характеризуются небольшими градиентами мощностей. Такое в целом спокойное залегание осложнено пликативными структурами преимущественно северо-восточного простирания и дизъюнктивными нарушениями разных генераций, сформированных в периоды тектонической активизации, главным образом в среднепозднекаменноугольное и среднетриасово-раннеюрское время.

Обнаруженные в разновозрастных палеозойских отложениях на Западном Таймыре и скважинах Гыданского п-ова нефте- и газопроявления могут говорить о проходивших здесь процессах генерации и миграции УВ. Во вскрытом скважиной доюрском разрезе условно выделяются два взаимосвязанных ПНГК – силур-нижнекаменноугольный и среднекаменноугольно-нижнетриасовый. Основным источником УВ (помимо не вскрытых более древних) могут служить высокоуглеродистые сланцы силура [5].

По результатам одномерного моделирования погружений и динамики генерации УВ для наиболее благоприятного с точки зрения нефтегенерации и сохранности УВ участка (достаточное погружение доюрского этажа и при этом небольшая мощность юрско-мелового чехла) были оценены времена основных этапов генерации УВ силурийскими сланцами. Генерация нефти должна была проходить в каменноугольно-пермский этап, а в раннесреднетриасовый этап генерируется газ, после чего начинаются процессы остаточной генерации сухого газа и вторичный крекинг.

Генерационные возможности более древних отложений (верхнерифейских и венд-кембрийских) на сегодняшний день не изучены. Предполагаемый субплатформенный тектонический режим и палеогеографические условия эпиконтинентального ОБ являются положительным фактором для предварительной оценки потенциала этих комплексов. Несмотря на погруженность перспективных в нефтегазоносном отношении доюрских уровней на значительные глубины, полученные данные свидетельствуют о наличии ряда участков, где они находятся в благоприятных с точки зрения реализации нефтегенерационного потенциала, сохранности УВ и доступности для бурения. В частности, к таким объектам можно отнести северную и северо-восточную часть Гыдана, в пределах которых доюрские осадочные комплексы относительно слабо переработаны постседиментационными тектоническими процессами.

Работа выполнена в рамках государственной программы фундаментальных научных исследований FWZZ-2022-0009.

- [1] Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Буриштейн Л.М., Вальчак В.И., Еврафов А.А., Ефимов А.С., Каишанов В.А., Конторович А.А., Петров В.Н., Хоменко А.В. Предьенисейская нефтегазоносная провинция – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5–6. С. 9–23.
- [2] Филиппов Ю.Ф. Предьенисейский осадочный бассейн: сейсмогеологическая модель и геодинамическая эволюция // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 3–4. С. 455–471.

- [3] Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54, № 1. С. 62–78.
- [4] Филиппов Ю.Ф., Сараев С.В. Потенциально нефтегазоносные комплексы Предъенисейского осадочного бассейна на юго-востоке Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14, № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2019/19_2019.html.
- [5] Бакай Е.А., Морозов Н.В., Абля Э.А., Пронина Н.В., Фролов С.В., Полудеткина Е.Н., Манько И.Э., Тарасенко А.А. Силурийские граптолитовые сланцы зоны сочленения Гыданской и Енисей-Хатангской нефтегазоносных областей как возможный источник нефти и газа // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2022. Т. 7, № 4. С. 94–108.



НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ТАМЧИНСКОГО БАЗИТОВОГО СИЛЛА ГУСИНООЗЕРСКОЙ ВПАДИНЫ: К ВОЗМОЖНОЙ РОЛИ МАГМАТИЗМА В УГЛЕФИКАЦИИ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В.Б. Хубанов¹, А.В. Филимонов, Д.С. Юдин², Т.Э. Багдасарян¹,
Е.В. Бугдаева³, Г.Д. Санжиев⁴, А.М. Хубанова¹

¹ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, v.khubanov@yandex.ru

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

³ Владивосток, ФНЦ биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН

⁴ Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Крупные внутриконтинентальные рифтогенные впадины имеют продолжительную и сложную историю формирования, которая сопровождается накоплением мощных (до первых километров) толщ осадков с продуктивными пластами углей, а также образованием тяжелых битумов, нефти и природного газа. Глубинные (эндогенные) факторы, обуславливающие генезис рассматриваемых структур, находят отражение в ассоциирующих с ними во времени и пространстве магматических формациях.

Важным фактором углефикации является прогрев торфяной толщи и потеря ряда летучих компонентов. Традиционно считается, что повышение температуры для диагенеза обеспечивается погружением отложений бассейна ниже необходимой изотермы. Альтернативная гипотеза предполагает подъем изотермы вследствие поступления тепла от магматических очагов (интрузий). Формирование подобных очагов может быть связано с внедрением горячих мантийных и/или коровых магм, сопровождающим тектоническое растяжение при зарождении и эволюции осадочного бассейна. В настоящем сообщении мы представляем новые геохронологические данные о базитах Тамчинского силла, залегающего среди отложений Гусиноозерской депрессии, типоморфной для мезозойских впадин забайкальского типа.

Согласно стратиграфической схеме [1] в основании мезозойской осадочной последовательности Гусиноозерской депрессии выделяется позднеюрская галгатайская свита (мощность 300–350 м, оксфорд – титон, 161.5–143.1 млн лет). Здесь и далее возрастной диапазон подразделений приведен согласно [2]. Выше залегает нижнемеловая гусиноозерская серия, которая подразделяется на муртойскую, преимущественно конгломератовую, свиту (мощность до 300 м, поздний валанжин – баррем, 137.0–121.4 млн лет), убукунскую свиту, состоящую из песчаников (мощность 400–500 м, готерив, 132.6–125.8 млн лет), угленосную селенгинскую свиту (мощность 1000–1300 м, готерив – баррем, около 132.6–121.4 млн лет) и угленосную холбоьджинскую свиту (мощность более 1300 м, баррем – апт, 121.4–113.2 млн лет). Среди обломочных цирконов из селенгинской свиты есть единичные зерна с возрастом около 116 млн лет [3]. Современные палеоботанические исследования флоры селенгинской и холбоьджинской свит уточняют верхнюю возрастную границу как апт–альб (~13 млн лет) (Bugdaeva, Sanzhiev, 2023). Селенгинская свита содержит 16–18 угольных пластов, удовлетворяющих промышленным кондициям. Холбоьджинская свита является наиболее угленасыщенной, она содержит 20 угольных пластов (мощностью от 2–3 до 30–53 м).

Тамчинский силл представляет собой пластообразное тело базитов, выходящее на поверхность на площади около 10 км² на южной окраине Гусиноозерской впадины. Согласно геолого-разведочным данным силл прорывает отложения убукунской свиты и угленосные слои селенгинской свиты. Базиты в основном представлены порфиоровыми разностями с мелкозернистым сложением матрикса. Среди вкрапленников отмечается оливин и плагиоклаз. Основная масса состоит из плагиоклаза, оливина, пироксена и рудного минерала, реже присутствует биотит. Акцессории – это единичные зерна апатита, сфена, а также нефелина. По химическому составу породы силла отвечают фонотефриту с содержанием TiO₂ около 2 мас. % и K₂O до 4 мас. %. С помощью ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологического исследования методом ступенчатого прогрева [4, 5]

валовой пробы базита из Тамчинского силла получена датировка 112.8 ± 0.24 млн лет, при СКВО=1.09, что соответствует альбскому веку.

Нужно отметить, что при диагенезе осадков давление способствует в основном уменьшению пористости угля, а время важно с точки зрения того, как долго конкретный уголь подвергался воздействию источника повышенного тепла. При этом тепло является ключевым фактором из этих переменных – при его достаточном количестве даже относительно «молодой» органический материал может быстрее достичь кондиции угля [6]. В этом контексте факт внедрения межпластовой интрузии щелочных базитов в гусиноозерскую толщу на заключительной стадии ее формирования позволяет с большей степенью уверенности обсуждать влияние мантийного магматизма на повышение геотермического градиента и, соответственно, на «скорость» и глубинные условия углефикации продуктивных залежей органического материала во впадинах забайкальского типа.

Исследования проведены в рамках госзадания ИФЗ РАН.

- [1] Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
- [2] *International Commission on Stratigraphy*. 2024. Available from: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2024-12.pdf> (Last Accessed September, 2024).
- [3] Arzhannikova A.V., Donnerova E.I., Sizov A.V., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khabanov V.B. Early cretaceous topographic evolution associated with the collapse of the Mongol-Okhotsk orogen in Western Transbaikalia: an integrated analysis // *International Geology Review*. 2022. V. 65, № 15. P. 2348–2369. doi:10.1080/00206814.2022.2139296.
- [4] 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.
- [5] Yudin D.S., Murzintsev N.G., Travin A.V., Alifirova T.A., Zhimulev E.I., Novikova S.A. Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: Ar-40/Ar-39 Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation // *Minerals*. 2021. V. 11, № 2. 192. doi:10.3390/min11020192.
- [6] Warwick P.D. Coal systems analysis: A new approach to the understanding of coal formation, coal quality and environmental considerations, and coal as a source rock for hydrocarbons // *Coal systems analysis. Geological Society of America Special Paper*. 2005. V. 387. P. 1–8.



ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПРОГНОЗЕ ПРОВАЛОВ ГРУНТА В НУКУТСКОМ РАЙОНЕ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

П.А. Часовитин, А.И. Жукова, И.В. Буддо, И.А. Шелохов, А.А. Черных

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

Актуальность данного исследования обусловлена участвовавшими случаями образования карстовых провалов в районе жилых и сельскохозяйственных территорий в пределах Нукутского и Осинского районов Иркутской области.

В данной работе предложен комплекс геофизических методов для решения задачи прогноза провалов грунта в Нукутском районе Иркутской области. Участок работ расположен в Нукутском районе, в 45 км к северу от с. Хадохан на побережье Братского водохранилища.

Сульфатно-карбонатный карст южной части Братского водохранилища на протяжении всего периода эксплуатации водохранилища сохраняет активность и входит в группу региональных опасных геологических процессов.

Факты образования крупных провалов на пахотных полях и активизация деформаций на карстовых участках в пределах Хадаханско-Мельхитуйского карстового массива были зафиксированы в конце 70-х, в 1976, в 1977, весной 1983, в 1990 гг. Фактором активизации карстовых процессов являются колебания уровня водоема. Тесная взаимосвязь уровня подземных вод с уровнем водохранилища определяет активизацию карста во всей зоне подпора и высокие темпы выщелачивания сульфатно-карбонатных пород.

Данный участок характеризуется повсеместным распространением карстовых воронок разных размеров: от 2–3 м диаметром и 3–8 м глубиной до 20 м диаметром и 12 м глубиной.

Основной задачей являлась оценка эффективности существующих геофизических методов при выявлении карстовых полостей и прогноз образования новых провалов с использованием электротомографии, георадара и магнитной съемки с беспилотного летательного аппарата (БПЛА) [1].

Основной задачей для электротомографии являлось выделение обводненных зон.

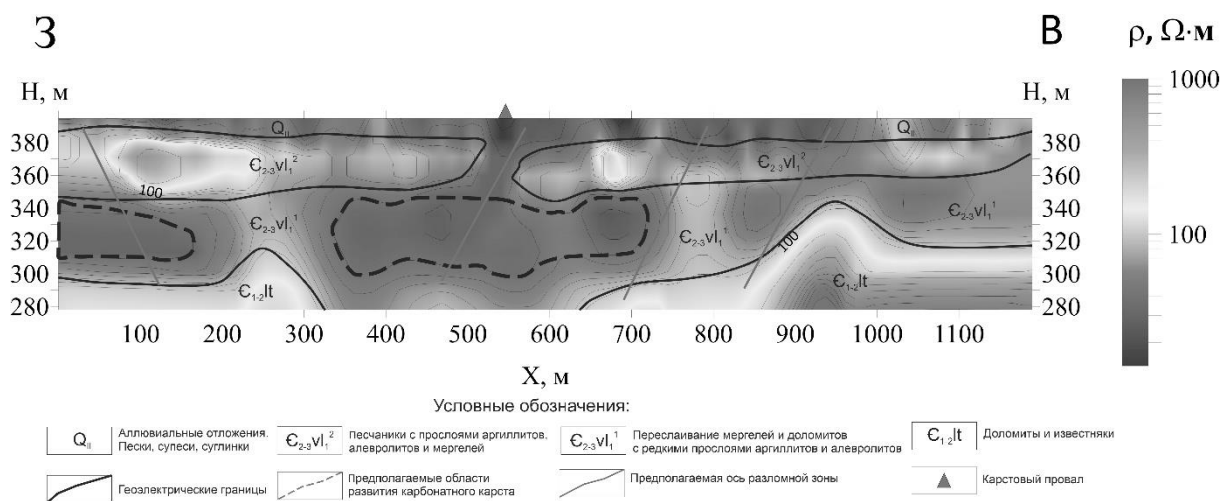
При проведении работ методом электротомографии были применены следующие параметры наблюдений: длина установки – 480 м, шаг между электродами – 10 м, перекрытие (шаг установок по профилю) – 240 м [3]. Применялась схема установки электродов типа Шлюмберже, обладающая равной вертикальной и горизонтальной чувствительностью к изменениям электрического сопротивления, что обеспечивает высокую эффективность при картировании субвертикальных и горизонтальных границ геоэлектрических структур [2].

При проведении георадарной съемки использовался георадар ОКО-3. Объем выполненных работ составил 2,4 пог. км. Магнитная съемка с БПЛА проводилась с целью картирования тектонических нарушений, к которым приурочены зоны провалов. При проведении магнитной съемки с БПЛА были применены следующие параметры наблюдений: высота съемки – 70 м, шаг сетки – 100 м [4].

В результате проведенных работ были получены геоэлектрические разрезы (рисунок), радарограммы и карты магнитного поля.

Под провалом фиксируется проводящее тело, которое пространственно совпадает с расположением карстового провала. Аналогичные аномалии зафиксированы и на перпендикулярном профиле, что подтверждает их достоверность и связь с карстовыми процессами. Ослабленная зона, в пределах которой произошел провал грунта, характеризуется аномально низкими удельными электрическими сопротивлениями и наличием разломной зоны. Аномально низкие удельные электрические сопротивления и наличие разломной зоны являются поисковыми признаками зон вероятных провалов грунта в будущем.

По результатам магниторазведочных исследований выделена сеть тектонических нарушений, которые достаточно хорошо согласуются с известными провалами и, как следствие, могут являться поисковым признаком.



Геоэлектрический разрез (электротомография).

Ослабленные зоны, в пределах которых произошли провалы грунта, характеризуются областями потери синфазности сигнала на радарограммах.

Таким образом, существующие провалы характеризуются аномалиями пониженных удельных электрических сопротивлений, наличием тектонических нарушений и зонами потери отражений на радарограммах. На данном участке присутствуют такие же аномалии физических свойств среды, что говорит о высоких рисках провалов в будущем.

В рамках проведенного исследования были выполнены геофизические работы и сделаны выводы о проявлении уже существующих карстовых воронок в геофизических полях. Основываясь на этих данных, можно прогнозировать будущие провалы грунта.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Комплексирование геофизических методов и физико-геологические модели. М.: Недра, 1989. 88 с.
- [2] Руководство пользователя. URL: https://geodevice.co/upload/iblock/96a/o7fteom43fz5tu5auym9fdtv3nqw3kuh/-ZondRes2D_eng.pdf (дата обращения: 17.08.2025).
- [3] Сайт дилера геофизического оборудования Geodevice. URL: <https://geodevice.kz/main/electric/units/-siber48k12/> (дата обращения: 20.08.2025).
- [4] Сайт дилера геофизического оборудования Geodevice. URL: <https://geodevice.kz/main/magnetometers/-maximag/> (дата обращения: 14.08.2025).



МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ НА ОСТРОВЕ КУНАШИР: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

А.А. Черных¹, И.Ю. Кулаков², И.В. Буддо^{1,3}, А.В. Поспеев¹, И.А. Шелохов¹

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

² Москва, Сколковский институт науки и технологий, I.Kulakov@skoltech.ru

³ Иркутск, Институт «Сибирская школа геонаук» ИрННТУ

Остров Кунашир, расположенный в южной части Курильской островной дуги, характеризуется активной тектоникой, высокой сейсмичностью и проявлениями современного вулканизма. Центральную часть Кунашира занимает вулкан Менделеева – активный вулкан с развитой гидротермальной деятельностью, но слабо изученный в геофизическом отношении. Настоящее исследование направлено на построение глубинной геоэлектрической модели вулкана по данным магнитотеллурического зондирования (МТЗ).

Полученные результаты позволят уточнить глубинную структуру центральной части острова, что имеет практическое значение для выявления новых геотермальных зон. Это особенно актуально в контексте недоиспользуемого на острове бинарного энергоблока мощностью 7 МВт, ограниченного по причине низкой продуктивности существующих скважин.

На западном склоне вулкана Менделеева выполнено МТЗ в четырех пунктах наблюдения с шагом по профилю 2–5 км. Измерения проводились пятиканальной станцией MTU-5 (Phoenix Geophysics) в диапазоне 0.003–3000 с. Использовалась стандартная крестообразная схема с электрическими диполями длиной 50 м, ориентированными по сторонам света. Средняя длительность регистрации составила 21 ч.

Обработка данных осуществлялась в программном комплексе Eri-Kit. Редактирование по частотам производилось в ПО MT-Corrector.

Для получения первичной модели проводилась 1D незакрепленная инверсия с использованием программы LineInterMt. Инверсия выполнялась методом подбора до достижения относительной погрешности не более 5 % по эффективным кривым.

В результате обработки получены гладкие кривые кажущегося сопротивления, представленные на рис. 1.

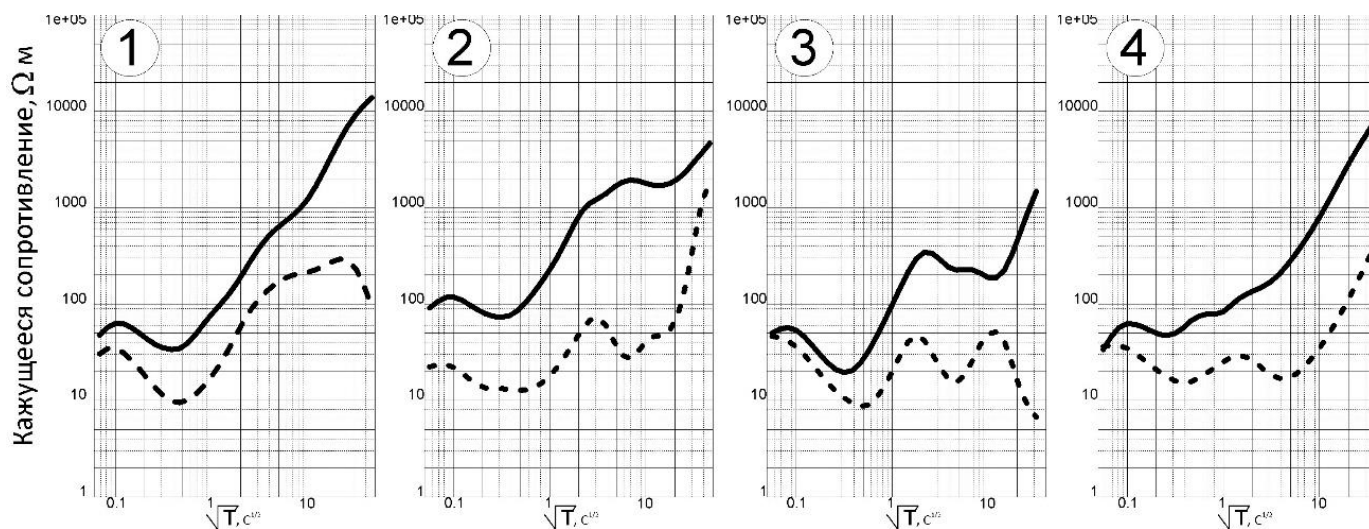


Рис. 1. Кривые кажущегося сопротивления МТЗ.
Пунктирной линией показаны кривые ρ_{xy} , сплошной линией – ρ_{yx} .

Кривые кажущегося сопротивления ρ_{xy} и ρ_{yx} расходятся по уровню почти на порядок. Это свидетельствует о статическом сдвиге, вызванном локальными приповерхностными геоэлектрическими неоднородностями [1]. На данном этапе исследований учет статического сдвига не представляется возможным по причине недостаточного объема данных, не позволяющего применить пространственную фильтрацию или осреднение (в том числе полиномиальную аппроксимацию). Дополнительные данные, например зондирования становлением поля в ближней зоне, отсутствуют. Отсутствие коррекции статического сдвига влияет главным образом на абсолютные значения кажущегося сопротивления (ошибка до порядка), однако не искажает фаз и не меняет глубинное положение аномалий [2], поэтому интерпретацию следует рассматривать как надежную в относительном и структурном плане, при оговорке возможного смещения уровней сопротивлений.

На рис. 2 представлены полученные одномерные геоэлектрические модели.

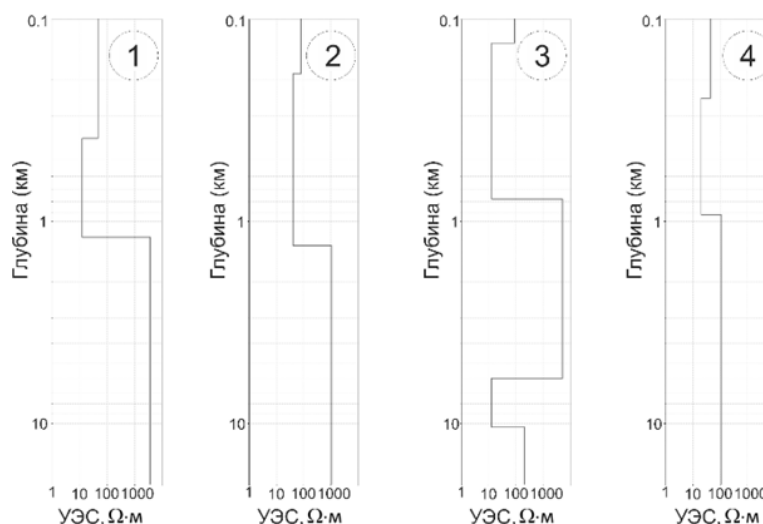


Рис. 2. Одномерные геоэлектрические модели.

Результаты МТЗ на западном склоне вулкана Менделеева отражают сложное глубинное строение острова Кунашир, включая зоны повышенной проводимости, которые могут быть связаны с гидротермальной и магматической активностью. Однако высокая степень неопределенности, обусловленная ограничениями метода МТЗ, требует применения дополнительных методов или увеличения плотности наблюдений для повышения точности интерпретации.

Перспективным направлением является комплексирование МТЗ с методами пассивной сейсморазведки [3]. Совместная инверсия электромагнитных и сейсмических данных позволяет уменьшить неопределенность и уточнить характеристики зон аномальной проводимости и глубинных магматических очагов.

Построены одномерные геоэлектрические модели западного склона вулкана Менделеева, отражающие сложное строение разреза с выраженными зонами повышенной проводимости.

Установлена высокая степень статического сдвига и различие между кривыми ρ_{xy} и ρ_{yx} , что ограничивает возможности интерпретации в рамках одномерного подхода.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. М.: Недра, 1992. 264 с.
- [2] Sternberg B.K., Washburne J.C., Pellerin L. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings // Geophysics. 1988. V. 53, № 11. P. 1459–1468. doi:10.1190/1.1442426.
- [3] Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинное строение Центрально-Камчатского прогиба по данным геоэлектрики и сейсмической томографии // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 42–56. doi:10.1134/S0203030618060068.



ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ МЕЙМЕЧИТАМИ И ФОИДИТАМИ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАНЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВА В МИНЕРАЛАХ

В.В. Шарыгин, Л.И. Панина, Д.В. Кузьмин, А.Е. Старикова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, sharygin@igm.nsc.ru, panina@igm.nsc.ru, kuzmin@igm.nsc.ru, starikova@igm.nsc.ru

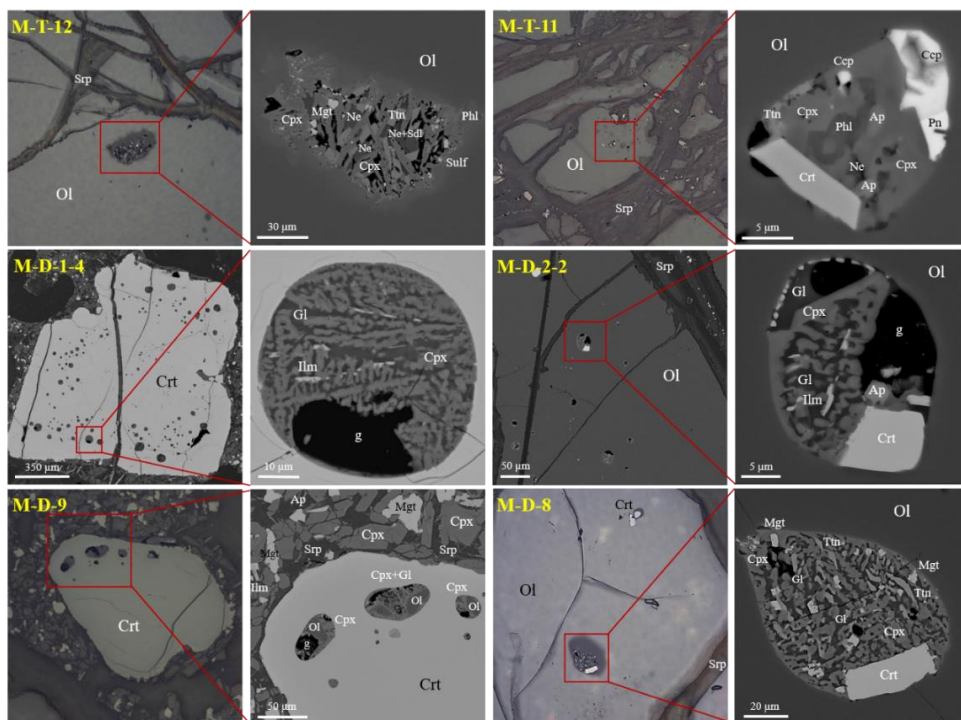
Вулканические образования располагаются в северной части Маймеча-Котуйской щелочно-ультраосновной провинции в виде полосы (ширина 20–25 км, протяженность около 250 км), вдоль юго-восточного борта Енисей-Хатангского рифта. Вулканическая толща (мощность 4.0–4.5 км) разделена на шесть свит (снизу вверх): правобоярскую (основная пирокластика), арыджангскую (ультраосновные и основные фойдиты, мелилититы, щелочные пикриты), онкучакскую (толеиты), тыванкитскую (толеиты и трахибазальты), дельканскую (фойдиты, трахибазальты, андезитобазальты и др.) и маймечинскую (меймечиты) [1–4]. Если меймечиты, как наиболее яркие представители ультраосновных вулканитов этой провинции, изучены относительно хорошо в плане минералогии и термобарогеохимии, то такие данные для других вулканитов пока немногочисленны [3, 4, 6, 7, 11–15]. Данное сообщение посвящено сопоставлению химического и фазового состава включений в фенокристаллах меймечитов и оливиновых меланефелинитов арыджангской свиты.

Были изучены образцы меймечитов с разным содержанием вкрапленников оливина (от 70 до 85 об. %, $\text{Fo}_{85.6-91.1}\text{Fa}_{7.7-13.2}\text{La}_{0.4-0.8}$). Магнезиохромит ($\text{Cr}^\#$ – 0.50–0.64, Mg-Crt – 54.1–58.2 мол. %) редок в виде вкрапленников. Основная масса состоит из оливина ($\text{Fo}_{81.0-88.4}\text{Fa}_{10.4-17.4}\text{La}_{0.5-0.9}$), диопсида (Al_2O_3 – до 3.5, TiO_2 – до 4.0, FeO_t – до 8.3 мас. %), Ti-магнетита (TiO_2 – до 27.4 мас. %), Ti-Ba-флогопита (TiO_2 – до 11.3, BaO – до 3.4, F – до 2 мас. %), ильменита, магнезиохромита, фторапатита (SrO – до 2.0, REE_2O_3 – до 1.0 мас. %), хлорита и серпентина, реже – перовскита, андрадита, Ni-пирротина и миллерита. Для основной массы характерны закалочные спинифекс-структуры. Включения расплава присутствуют в фенокристаллах оливина и, реже, магнезиохромита (рисунок). В оливине были выявлены как одиночные первичные (до 50–100 мкм), так и мнимовторичные расплавные включения (до 10–20 мкм), образующие трассирующие цепочки. В пределах цепочек расплавные включения сосуществуют с сульфидными и флюидными включениями. В хромите все включения расплава являются первичными и декорируют зоны роста минерала-хозяина. Расплавные включения в обоих минералах частично и полностью раскристаллизованы, и в них наблюдаются спинифекс-структуры [13, 15].

Для включений расплава в оливине наиболее обычен следующий фазовый состав: диопсид + титанит + Ti-магнетит (TiO_2 – 10.8–21.2 мас. %) + Ti-Ba-флогопит (TiO_2 – до 7.9, BaO – до 2.1, F – до 2 мас. %) + ильменит (MgO – до 8.7 мас. %) + магнезиохромит (Mg-Crt – 62.8–69.1 мол. %) + фторапатит + силикатное стекло (или нефелин, содалит, калишпат) ± сульфиды + газовый пузырек. Состав остаточного стекла (в мас. %): SiO_2 – 54.8, Al_2O_3 – 17.0, TiO_2 – 1.5, FeO – 2.0, MgO – 1.4, CaO – 1.8, Na_2O – 7.3, K_2O – 6.3, P_2O_5 – 1.5, SO_3 – 0.8, Cl – 0.2. Состав стекол гомогенизированных включений в оливине меймечитов (в мас. %): SiO_2 – 38.7–46.8, Al_2O_3 – 6.1–9.4, TiO_2 – 6.2–8.0, FeO – 11.6–14.2, MnO – 0.1–0.5, MgO – 3.5–11.1, CaO – 10.0–17.5, Na_2O – 1.1–8.3, K_2O – 1.5–2.6, P_2O_5 – 0.4–1.3, SO_3 – <0.3, F – 0.2–0.7, Cl – <0.1 [15].

Включения расплава в магнезиохромите имеют примерно такой же фазовый состав, что и включения в оливине (рисунок), но оливин ($\text{Fo}_{85.8-90.3}\text{Fa}_{8.2-12.6}\text{La}_{1.0-1.3}$) является основной дочерней фазой, а титанит, флогопит и фельдшпатоиды встречаются значительно реже.

Остаточное стекло имеет следующий состав (в мас. %): SiO_2 – 57.1, Al_2O_3 – 19.0, TiO_2 – 2.4, FeO – 3.7, MgO – 0.8, CaO – 0.3, Na_2O – 7.8, K_2O – 6.5, P_2O_5 – 0.6. Состав стекол гомогенизированных включений в хромшпинелиде меймечитов (в мас. %): SiO_2 – 38.2–39.4, Al_2O_3 – 5.0–5.5, TiO_2 – 4.6–4.7, FeO – 16.9–17.3, MnO – <0.2, MgO – 15.5–17.6, CaO – 10.5–11.3, Na_2O – 2.3–2.5, K_2O – 1.8–1.9, P_2O_5 – 0.5–0.6 [15].



Включения расплава в фенокристаллах оливина и магнезиохромита меймечитов (образцы М-Т и М-Д, оптическая и сканирующая микроскопия). Символы: Ol – оливин, Crt – магнезиохромит, Srp – серпентин, Cpx – диопсид, Ttn – титанит, Mgt – Ti-магнетит, Phl – Ti-Ba-флогопит, Ap – фторапатит, Ne – нефелин, Sdl – содалит, Sulf – сульфид, Pn – пентландит, Csp – халькопирит, Ilm – ильменит, Gl – силикатное стекло, g – газовый пузырек.

Оливиновые меланефелиниты содержат до 15–10 об. % вкрапленников, которые представлены в основном оливином (Fo_{78–93}), реже клинопироксеном и Ti-магнетитом. Основная масса – это клинопироксен, Ti-магнетит, фторапатит, нефелин и Ti-Ba-фторфлогопит. Включения расплава (20–30 мкм) обычно декорируют зоны роста во вкрапленниках, и, как правило, полностью раскристаллизованы; остаточное стекло присутствует очень редко. Фазовый состав включений в оливине и клинопироксене: Ti-магнетит (хромит) + клинопироксен + нефелин + фторапатит + Ti-Ba-фторфлогопит ± амфибол ± газовый пузырек. Состав стекол гомогенизированных включений в оливине меланефелинитов (в мас. %): SiO₂ – 39.5–43.0, Al₂O₃ – 11.0–13.7, TiO₂ – 2.9–3.8, FeO – 11.3–14.2, MnO – 0.2–0.3, MgO – 6.8–9.7, CaO – 8.8–10.9, Na₂O – 3.3–6.5, K₂O – 2.9–4.1, P₂O₅ – 0.4–0.8, F – 0.25–0.60, Cl – <0.05 [3, 4, 15]. Стекла прогретых (негомогенных) включений в оливине и клинопироксене имеют более кислый состав – до 47–53 мас. % SiO₂ [6].

Термобарогеохимические исследования меланефелинитов и меймечитов показывают, что включения расплава в минералах этих пород имеют примерно одинаковый фазовый состав, а химизм дочерних минералов практически соответствует таковому в основной массе этих пород. Все это подразумевает, что эти вулканы имеют единый магматический источник. С одной стороны, можно предположить, что меланефелининовый расплав был наиболее близок к примитивному составу, а меймечиты являются продуктами его эволюции за счет фракционирования оливина и отчасти Cr-шпинели. Фазовый состав включений в минералах меймечитов указывает на то, что основная масса изначально содержала стекло и фельдшпатоиды, которые впоследствии были замещены хлоритом и серпентином. С другой стороны, расплав, оставшийся после фракционирования оливина и хромшпинелида (меймечиты), мог быть изначальным для фойидовых вулканитов Маймеча-Котуйской провинции (оливиновые меланефелиниты, мелилититы и др.) [3, 4]. Следует также отметить, что по минералого-петрографическим признакам включения расплава в минералах меймечитов очень близки к включениям расплава в оливине и Cr-шпинели из дунитов Гулинского массива [5, 8–10, 15]. В данном случае можно предполагать лишь различные условия формирования: меймечиты – это продукты излияния расплава на поверхность, тогда как дуниты – это продукты кристаллизации расплава в интрузивных условиях.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0035, № 122041400312-2).

[1] Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые

- проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.
- [2] Васильев Ю.Р., Гора М.П. Геология меймечитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса // Доклады РАН. 2012. Т. 445, № 3. С. 299–302.
 - [3] Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В. Меймечит-фоидитовый вулканизм Полярной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 80 с.
 - [4] Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В. Петрология фоидитового и меймечитового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 6. С. 817–833.
 - [5] Исакова А.Т., Панина Л.И., Рокосова Е.Ю. Генезис дунитов Гулинского плутона: данные изучения гомогенизированных расплавных включений в оливине // XIX Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященная памяти И.Т. Бакуменко (10–13 октября 2022 г.). Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2022. С. 37–38.
 - [6] Панина Л.И., Моторина И.В. Меймечиты, щелочные пикритовые порфириты и меланефелиниты Сибири: условия кристаллизации, родоначальные магмы, источники // Геохимия. 2013. № 2. С. 122–144.
 - [7] Рябчиков И.Д., Козарко Л.Н., Соловова И.П. Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 311–323.
 - [8] Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И. и др. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2153–2177.
 - [9] Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. и др. Физико-химические параметры ультраосновных магматических систем северо-востока Сибирской платформы (данные по расплавным включениям в хромшпинелидах) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 12. С. 1630–1652.
 - [10] Симонов В.А., Котляров А.В., Шарыгин В.В., Васильев Ю.Р. Условия кристаллизации оливинов в дунитах Гулинского массива (Сибирская платформа) // Минералогия. 2024. Т. 10, № 1. С. 16–31.
 - [11] Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.
 - [12] Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1293–1334.
 - [13] Шарыгин В.В. Фазовый состав включений расплава в минералах меймечитов (Сибирская платформа) // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: Материалы XVII Всероссийской конференции (20–23 мая 2024 г.). Иркутск, 2024. С. 166–168.
 - [14] Ivanov A.I., Mukasa S.B., Kamenetsky V.S. et al. Volatile concentration in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 442–462.
 - [15] Sharygin V.V., Simonov V.A., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V. Can dunites of the Guli massif be a cumulate of olivine-nephelinite magma? Melt inclusions study // Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. 2019. V. 36. P. 277–280.



ПОЛОЖЕНИЕ РАННЕЭДИАКАРСКОГО С-ИЗОТОПНОГО ЭКСКУРСА EN1 В РАЗРЕЗЕ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

А.В. Шацилло^{1,2}, И.В. Латышева², Н.Б. Кузнецов², А.В. Колесников²,
А.Б. Кузнецов³, Б.Г. Покровский²

¹ Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

² Москва, Геологический институт РАН

³ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Данные по изотопному составу углерода карбонатов являются важным инструментом для стратиграфической корреляции регионального и глобального масштаба. Наибольшее значение С-изотопная хемотратиграфия имеет для осадочных последовательностей позднего неопротерозоя, где возможности биостратиграфической корреляции ограничены – здесь проявлены значительные колебания изотопного состава углерода, привязанные в ряде разрезов к шкале времени [1]. Для наиболее детально изученных разрезов эдиакария Южного Китая (формация Доушантуо) показано, что раннеэдиакарский С-изотопный тренд характеризуется серией положительных и отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ с амплитудой до 15 ‰ и более [2 и др.]. Эдиакарский фрагмент С-изотопной кривой начинает отрицательный экскурс, получивший в литературе аббревиатуру EN1. Этот экскурс связан в Китае с пачкой венчающих карбонатов (ВК), залегающих на ледниковых отложениях формации Нантуо (глобальное оледенение Марино ~650–635 млн лет). На примере китайских разрезов получены циклостратиграфические оценки длительности EN1, составившие в разных фациальных зонах от 0.58 до 2.06 млн лет при возрастных ограничениях 634.64 ± 0.45 – 634.06 ± 0.45 и 635.29 ± 0.43 – 633.23 ± 0.43 млн лет соответственно [3]. Постледниковый экскурс EN1 имеет глобальное распространение [1 и ссылки в этой работе] и не только проявлен непосредственно в ВК, но и прослежен в кэп-карбонатной секвенции и выше, на что, в частности, указывают результаты по Намибии (формация Майберг) [4]. В основании ВК формации Нуккалиина Австралии, представляющей EN1, забит "золотой гвоздь" GSSP подошвы эдиакария. Таким образом, раннеэдиакарский экскурс EN1 – это важный хроностратиграфический маркер.

В Сибири по С-изотопным данным и положению в разрезе с экскурсом EN1 могут быть сопоставлены ВК марнинской свиты Присаянья и ВК баракунской и кумах-улахской свит Патомского региона и западного склона Алданского щита, которые, как считается, связаны с сибирскими эквивалентами оледенения Марино. Что касается разрезов неопротерозоя Западного Прибайкалья (байкальская серия), то накопленные к настоящему времени по этим объектам С-изотопные данные [5, 6] не охватывают стратиграфические интервалы, которые могут потенциально содержать информацию о положении экскурса EN1.

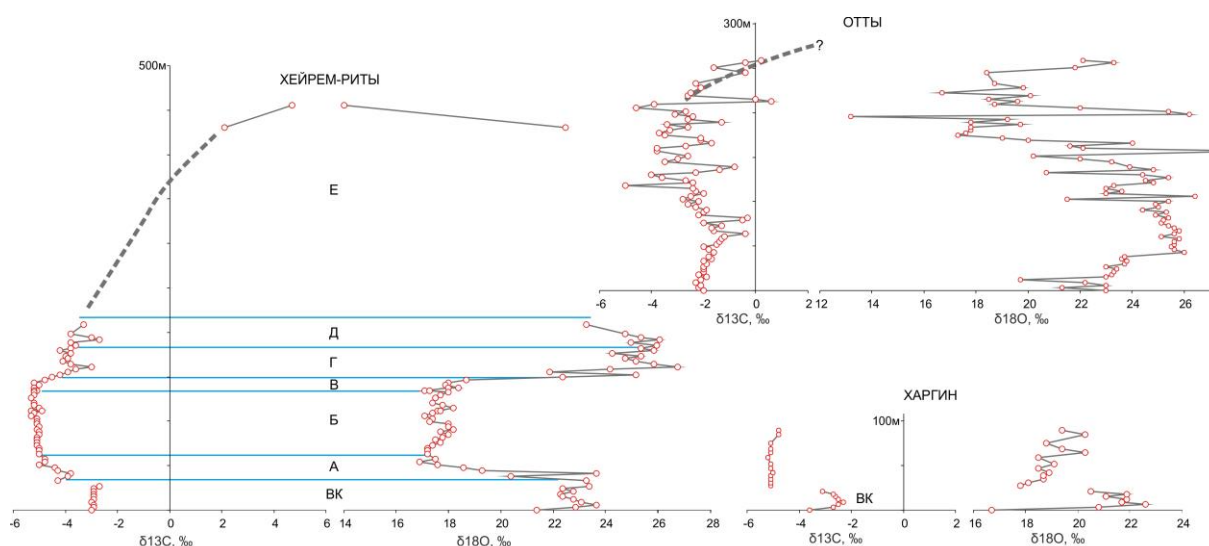
Исследования последнего 10-летия, проведенные нашим коллективом в пределах Западного Прибайкалья, позволяют сделать ряд выводов о строении разрезов и С-изотопных характеристиках карбонатов нижней части голоустенской свиты (основание байкальской серии) в контексте положения экскурса EN1.

Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез основания голоустенской свиты вскрыт в центральной части Западного Прибайкалья на водораздельном хребте между реками Хейрем и Риты (р-н мыса Рытый) [7]. Здесь на диамиктитах, имеющих признаки ледникового происхождения, залегает 30-метровая пачка доломитов, которые мы рассматриваем как ВК. Выше залегают (А) красноцветные ламинарные доломитовые мергели (25–30 м), (Б) пестроцветная сланцево-известняковая пачка (70–80 м), (В) известняки серые мелкозернистые (10–12 м), (Г) доломиты розовато-бурые строматолитовые (36 м) и (Д) песчаники кварцевые косослоистые с доломитовым цементом и текстурами типа "рыбий хвост" (26 м), которые переходят в мощную (~300 м) пачку (Е) кварцитовидных песчаников, содержащих в верхней части горизонт сланцев с единичными карбонатными прослоями. Выше залегают интенсивно деформированные бескарбонатные зеленые сланцы и алевролиты, по которым проходит разрывное нарушение, поэтому

отношение вышележащей терригенно-карбонатной толщи к описанному разрезу спорно. Литологическая характеристика пород разреза может быть истолкована как переход от ледниковой (диамиктиты) к перигляциально-озерной обстановке (ВК + пачка А), последующей трансгрессии, связанной с полной дегляциацией, и постепенному заполнению бассейна (пачки Б–Г) с переходом в мелководные фации (пачки Д–Е). В контексте этого можно рассматривать ВК и пачки А–Д как кэп-карбонатную секвенцию [8] общей мощностью около 200 м.

Изотопные характеристики разреза Хейрем-Риты представлены на рисунке. Как видно, для карбонатов всей кэп-карбонатной секвенции характерны пониженные значения $\delta^{13}\text{C}$ (–2.7...–5.3 ‰), повышенные величины $\delta^{13}\text{C}$ (до +4.7 ‰) отмечены в верхней части пачки Е, относимой по результатам геологического картирования к низам средней и верхней подсвит голоуспенской свиты. Таким образом, в рассмотренном разрезе, подобно формации Майберг [4], экскурс EN1 охватывает как кэп-карбонатную секвенцию, так и вышележащую толщу.

В южной части Западного Прибайкалья разрез низов голоуспенской свиты наиболее полно представлен по левому борту пади Харгин. Здесь на раннедокембрийском фундаменте залегает пачка доломитов (ВК) мощностью 21 м, вышележащая толща (~50 м) представлена весьма характерной пестроцветной сланцево-известняковой пачкой, схожей с пачкой Б разреза Хейрем-Риты, выше залегают песчанистые известняки и кварцевые песчаники с карбонатным цементом, которые могут быть сопоставлены с пачкой Д. По С-О-изотопным характеристикам карбонатов разрез Харгин аналогичен разрезу Хейрем-Риты (рисунок). В рассматриваемом регионе доломитовая пачка, интерпретируемая нами как ВК, присутствует еще в нескольких разрезах (падь Озерко, район с. Б. Голоустного, падь Нижние Хомуты). В этих разрезах, как и в пади Харгин, доломиты с четким статиграфическим контактом с маломощным глинистым прослоем в основании залегают на раннедокембрийском фундаменте и обладают изотопными характеристиками, аналогичными ВК разреза Хейрем-Риты¹.



С-О-изотопные характеристики карбонатов нижней части голоуспенской свиты Западного Прибайкалья.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся в промилле относительно стандарта PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ – в промилле относительно стандарта SMOW, прочие пояснения в тексте.

В разрезах южной части Западного Прибайкалья фациальные аналоги песчаников пачки Е представлены, по всей видимости, в более удаленных от береговой линии вещественных комплексах и замещаются здесь карбонатами. Это дает потенциальные возможности для выяснения длительности и верхней границы раннеэдиакарского экскурса EN1 в данном регионе. Наиболее мощный (~260 м) карбонатный разрез, относимый по результатам геологического картирования

¹ При геологическом картировании наличие очевидного трансгрессивного контакта доломитов с фундаментом сыграло негативную роль – все доломиты, контактирующие с фундаментом, рассматривались как базальные уровни голоуспенской свиты. Нами зафиксированы случаи, когда контакт задернован, породы вблизи контакта тектонизированы, а сами доломиты, относимые по ГК-200 к основанию голоуспенской свиты, по С-изотопным характеристикам не являются ее базальными горизонтами (левый борт пади Шумиха, водораздельный хребт между падами Ханхильтуй и Саксыхай).

к нижней подсвете голоуспенской свиты, изучен нами по левому борту пади Отты и представлен известковистыми доломитами (контакт с подстилающими отложениями не вскрыт), вверх по разрезу постепенно переходящими в песчаники, по которым здесь проведено основание средней подсветы голоуспенской свиты. Как видно (рисунок), карбонаты разреза Отты характеризуются в целом пониженными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до -5‰); в верхней части разреза, относящейся к средней подсвете голоуспенской свиты, намечается тренд в сторону "утяжеления" C. Учитывая данные [5] о преимущественно повышенных значениях $\delta^{13}\text{C}$ (до $+6.9\text{‰}$) карбонатов среднегоуспенской подсветы южной части Западного Прибайкалья (разрез в окрестностях пос. Бугульдейка)², можно заключить, что верхняя граница экскурса EN1 проходит здесь в нижней части среднегоуспенской подсветы.

Таким образом, в Западном Прибайкалье раннеэдиакарский экскурс EN1 запечатлен в нижней части байкальской серии и охватывает ~ 0.5 км мощности разреза, включая нижнюю, а также начало средней подсветы голоуспенской свиты. По мощностям и изотопным характеристикам этот стратиграфический интервал близок к раннеэдиакарским формациям Майберг и Эландшук Намибии [9]. Полученные результаты являются дополнительной аргументацией позднекриогениевого возраста среднесибирского гляциогоризонта [10], т.е. его принадлежности к глобальному оледенению Марино, как это обосновано в работах [11, 12 и др.], в противовес взглядам [13] о его эдиакарском возрасте.

Исследования выполнены при поддержке РНФ, грант № 24-77-10030.

- [1] *Geologic Time Scale* / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Elsevier, 2020. 1366 p.
- [2] McFadden K. A. et al. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2008. V. 105, № 9. P. 3197–3202.
- [3] Zhang T. et al. Astronomically calibrating early Ediacaran evolution // *Nature communications*. 2025. V. 16, № 1. P. 3049.
- [4] Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // *Terra nova*. 2002. V. 14, № 3. P. 129–155.
- [5] Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46, № 10. С. 1019–1037.
- [6] Kuznetsov A. B. et al. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 51–66.
- [7] Латышева И.В., Шаццло А.В. Строение голоуспенской свиты неопротерозоя Западного Прибайкалья на примере разреза Хейрем-Риты // *Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022: Материалы LIII Тектонического совещания (1–5 февраля 2022 г.)*. М.: ГЕОС, 2022. С. 278–283.
- [8] Hoffman P.F. et al. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology // *Science Advances*. 2017. V. 3, № 11. e1600983.
- [9] Halverson G.P. et al. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // *Geological Society of America Bulletin*. 2005. V. 117, № 9–10. P. 1181–1207.
- [10] Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 1993. Т. 1, № 1. С. 21–34.
- [11] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2005. Т. 13, № 4. С. 3–34.
- [12] Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2013. Т. 21, № 4. С. 26–26.
- [13] Гражданкин Д.В. и др. На пути к ярусному расчленению венда // *Геология и геофизика*. 2023. Т. 64, № 11. С. 1517–1536.

² Необходимо отметить, что этот разрез представляет тектонический блок, заключенный в породах фундамента, его положение в общем разрезе байкальской серии дискуссионно.



ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПИТАТЕЛЕВСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА

Л.П. Шашкеева¹, И.В. Буддо^{1,2}, И.А. Шелохов¹,
А.А. Черных¹, П.А. Часовитин¹, Д.А. Рукосуев¹

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

² Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) – это уникальный регион, в котором наблюдаются активные тектонические процессы, повышенная сейсмичность и множество геотермальных проявлений. В XX в. здесь были обнаружены такие термальные источники, как Горячинский, Толстихинский, Змеиный, Котельниковский, Хакусский и другие, которые сейчас широко используются в лечебных и рекреационных целях. Значительная часть термальных источников БРЗ сосредоточена по берегам оз. Байкал. Всего здесь известно свыше 50 источников с температурой воды до 84 °С и общим дебитом около 600 л/с [1].

Исследования этих источников начались еще в XVIII в. с замеров температуры Э. Лаксманом. В конце XIX – начале XX в. И.С. Боголюбский и В.С. Реутовский открывали новые источники и изучали химический состав их вод. Долгое время основное внимание уделялось поверхностным проявлениям, условиям формирования и гидрохимии источников. Более глубокое изучение природы геотермальных систем, их влияния на геологические процессы и возможностей практического использования началось в середине XX в. Однако в последние десятилетия новых источников не находили, поскольку все известные выходы термальных вод имеют поверхностные проявления, что упрощало их обнаружение без специальных методов. Это подчеркивает важность разработки новых подходов для поиска глубинных геотермальных систем, не имеющих выраженных выходов на поверхность, что остается важной научной и практической задачей.

Питателевский термальный источник расположен в Прибайкальском районе, на левом берегу р. Селенги, в пос. Ильинка, в 54 км к западу от г. Улан-Удэ. Это наиболее близкий к столице республики выход термальных вод. Источник получил свое название в честь одного из первых исследователей, врача А.Л. Питателева, который в начале XIX в. пытался организовать курорт на месте выхода термальных вод. Первые сведения о Питателевском источнике появились в 1923 г. в статье проф. М.Г. Курлова «Ильинский или Питателевский горячий источник в Иркутской губернии» [2].

С начала 2000-х гг. в районе источника проводились различные исследования, в том числе химико-минералогические анализы, которые подтвердили уникальный состав местных вод. Проводились гидрологические исследования, направленные на изучение динамики уровня и температуры источников.

Питателевский термальный источник представляет собой объект, точное местоположение которого остается предметом научных дискуссий и не имеет однозначного решения. В настоящее время рассматриваются три основные гипотезы, касающиеся локализации источника, каждая из которых основывается на различных геологических и исторических данных.

Для выбора оптимального геолого-геофизического комплекса исследований района Питателевского термального источника была построена физико-геологическая модель (ФГМ). На ее основе было выполнено математическое моделирование методами электротомографии (ЭТ), зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ), магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и корреляционного метода преломленных волн (КМПВ) [3]. По результатам математического моделирования определены основные задачи, поставленные перед каждым геофизическим методом:

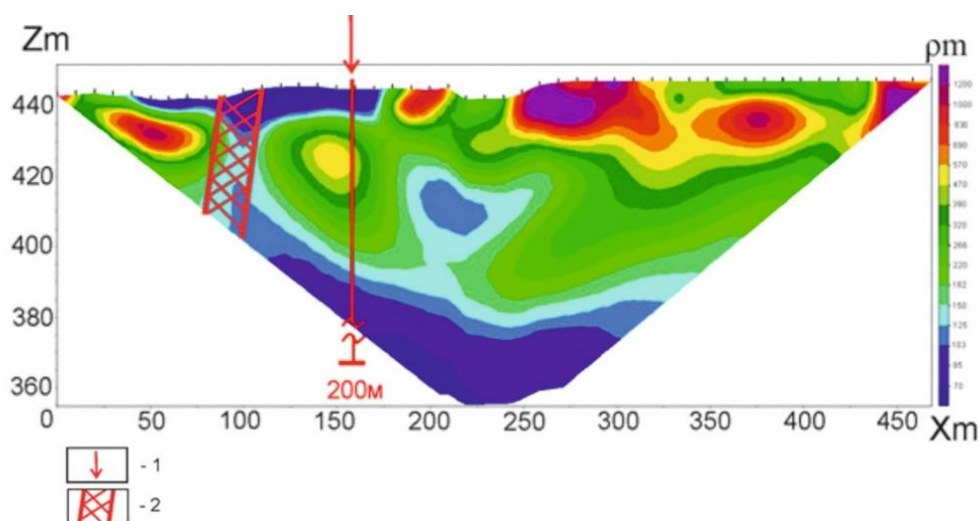
- метод ЭТ направлен на выявление неглубоких разломов (до 100 м) – потенциальных каналов миграции термальных вод;
- КМПВ нацелен на определение положения тектонического нарушения и литологических границ в верхних интервалах разреза (до 15–20 м);

- мЗСБ позволяет обнаруживать зоны повышенной электропроводности на глубине в сотни метров, связанные с водонасыщенной трещиноватостью и обводненными разломами;
- МТЗ нацелен на картирование глубинных разломов (до 10 км и более), позволяя исследовать глубинные пути миграции флюидов.

Таким образом, применение данного комплекса позволяет получить комплексную модель строения геотермальной системы.

В полевой сезон 2024 г. в районе Питателевского термального источника были выполнены опытно-методические работы комплексом геофизических методов. Целью работ была апробация и оптимизация комплекса геофизических методов для построения геолого-геофизической модели Питателевского термального источника: картирования зон развития коллекторов термальных вод и флюидопроводящих каналов (разломов).

Проведенная аэромагнитная съемка с использованием гексакоптера «Пегас» подтвердила наличие системы разрывных нарушений северо-западного простирания, ранее картированных И.Н. Резановым. Кроме того, были выявлены ранее неизвестные разрывные нарушения, характеризующиеся контрастным изменением магнитного поля вдоль линейных структур. По результатам ЭТ удалось выявить субвертикальную ярко выраженную низкоомную аномалию (рисунок), пространственно совпадающую с зоной разгрузки термальных вод Питателевского источника. По данным сейсморазведки методом КМПВ в исследуемом разрезе выделяется аномальная область, характеризующаяся резким градиентом (снижением) скорости продольных волн (V_p), прослеживаемая от поверхности до предельной глубины сейсмических наблюдений. На основании интерпретации данных мЗСБ были выделены интервалы разреза с аномально низким УЭС, свидетельствующие о наличии флюидонасыщенных трещинных зон. Результаты тепловизионной съемки позволили выявить локальные температурные аномалии, проявляющиеся в виде четко выраженных участков повышенной температуры земной поверхности. Наблюдаемые температурные аномалии могут быть интерпретированы как поверхностные проявления разгрузки подземных термальных вод через разломные зоны.



Геоэлектрический разрез по данным ЭТ. 1 – скважина БТ-14-19; 2 – разломная зона.

Необходимо отметить, что опытные работы МТЗ, проведенные на участке исследования, показали невозможность получения кондиционного полевого материала в условиях высокого уровня электромагнитных помех и близости железнодорожных путей.

Проведенные комплексные исследования Питателевского термального источника позволили получить новые данные о его геолого-геофизическом строении. Применение современных методов (ЭТ, КМПВ, мЗСБ, МТЗ, аэромагнитной и тепловизионной съемки) подтвердило высокую эффективность такого подхода для изучения геотермальных систем.

Установлено, что источник приурочен к зоне тектонических нарушений северо-западного простирания, являющихся основными каналами миграции термальных вод.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

- [1] Голубев В.А. Модель гидротермального стока и его влияние на геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 102–109.
- [2] Васильевский М.М., Налетов П.И. Геологический очерк окрестностей Питателевского источника на реке Селенге в Бурято-Монгольской АССР, 1931. Иркутск, 12 с.
- [3] Часовитин П.А., Буддо И.В., Шелохов И.А., Шашкеева Л.П., Черных А.А. Комплексные геофизические исследования с целью поиска подземных вод в пределах Прибайкальского района Республики Бурятия // Тезисы Всероссийской научно-технической конференции «Геонауки-2025». Иркутск: ИрННТУ, 2025.



ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИКАТСКОГО ТЕРРЕЙНА (НА ПРИМЕРЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ГАРГИНСКОЙ «ГЛЫБЫ»)

С.И. Школьник¹, Е.Ф. Летникова², Е.И. Демонтерова¹, Л.З. Резницкий¹

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

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

Икатский террейн занимает центральную часть Байкальской горной области и является главной составной частью выделявшегося ранее Баргузинского микроконтинента [1]. Сложен различными по возрасту и составу стратифицированными отложениями, представленными фрагментами, сохранившимися в провесах кровли Ангаро-Витимского батолита, и граничит с Хамар-дабанским, Баргузинским, Ольхонским и Еравнинским террейнами. В работах разных авторов он рассматривается как часть Баргузино-Витимского супертеррейна [2], Удино-Витимской островодужной [3] или Байкало-Витимской [4] складчатых систем.

В строении террейна опорными считаются Икатская (Икат-Багдаринская), Курбинская и Селенгинская зоны [1]. Докембрийские метаморфические породы преимущественно распространены в составе Икат-Багдаринской зоны, где слагают серию тектонических блоков или «глыб» среди верхнепалеозойских гранитоидов – Шаманский (с зернами детритового циркона от 850 до 780 млн лет) и Амалатский (гнейсограниты 783 млн лет) массивы (все по [4]), а также Гаргинский массив, о природе и возрасте которого пойдет речь в данной работе. Метаморфические массивы среди палеозойских образований в свое время рассматривались как выступы раннедокембрийского кристаллического фундамента, что послужило основой для выделения Баргузинского палеомикроконтинента.

Гаргинский массив располагается на Баргузино-Витимском междуречье в бассейне р. Гарга и сложен породами гаргинской серии. В составе серии выделяются разнообразные гнейсы, амфиболиты и метаморфические сланцы. В виде отдельных покровов и линз развиты кислые эффузивы, с которыми переслаиваются метаморфизованные туфы. Степень метаморфизма достигает амфиболитовой фации.

Исследования проводились в центральных частях массива по рекам Гарга, Сурумакит, Тактыкан и Маректакан. Гнейсы представляют собой лейкократовые с отчетливой полосчатостью по сегрегации темноцветных и лейкократовых минералов породы. Основными фемическими минералами являются биотит, эпидот, иногда хлорит и амфибол, практически всегда двуполовошпатовые при очень переменной, но всегда подчиненной доле микроклина. Обычные акцессории – титанит, циркон, апатит. Химический состав гнейсов сильно разнообразен. Отмечаются значительные вариации по содержанию SiO_2 (55–75), TiO_2 (0.21–1.30), MgO (0.32–3.44) и сумме щелочей (4.6–9.1). Эти геохимические особенности и использование стандартных диагностических диаграмм для реконструкции состава протолита указывают на присутствие в толще преимущественно ортопород андезит-дацит-риолитового состава, при подчиненной роли парапоруд и туффигов.

Из семи проб гнейсов гаргинской серии был выделен циркон, который был использован для изотопного датирования. Преимущественно это идиоморфные призматические дипирамидальные зерна, часто с осцилляторной зональностью, указывающей на их магматический генезис. Отмечается наличие значительного количества включений чужеродных минералов, например кодьерита, указывающих на ксеногенный характер этих зерен циркона. По более чем 210 точкам получены значения возраста, которые и использовались при построении диаграмм. Самые молодые оценки возраста находятся в интервале 750–790 млн лет, но преобладающие значения находятся в интервале 810–930 млн лет с пиками на 830 и 860 млн лет. Nd модельный возраст гнейсов варьируется в интервале 2.6–2.8 млрд лет, а величина $\epsilon_{\text{Nd}}(700)$ от –14.1 до –17.2, что указывает на участие в их образовании древних коровых источников.

По составу слагающих массив образований, представленных преимущественно вулканическими и туфовыми породами андезит-дацит-риолитового состава, их геохимическим и изотопным характеристикам исследованная ассоциация соответствует близковозрастным (780–830 млн лет), развитым в пределах активных континентальных окраин толщам Тувино-Монгольского (сархойская серия) [5] и Дзабханского (дзабханская и ургомальская свиты) [6, 7] террейнов. А преобладающие значения возраста ксеногенных цирконов с пиками на 830 и 860 млн лет могут указывать на более длительную и раннюю историю развития этой структуры.

- [1] Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1049–1059.
- [2] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- [3] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 589–614.
- [4] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [5] Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~700–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 7. С. 875–895.
- [6] Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the baidaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. V. 485, № 1–4. P. 306–320.
- [7] Shkolnik S.I., Letnikova E.F., Reznitsky L.Z. An active neoproterozoic continental margin of the Zavkhan microcontinent (Mongolia): isotopic-geochronological evidence // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13, № 5. 0668.



ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ – КАЙНОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

В.В. Ярмолук¹, А.М. Козловский¹, В.М. Саватенков²

¹ Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

² Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Восток Азии на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя являлся ареной бурной эндогенной деятельности, которая проявлялась в виде импульсов сопряженных вулканических и тектонических процессов. Вулканизм был сосредоточен в пределах нескольких вулканических областей, которые, несмотря на территориальную и структурную разобщенность, характеризовались общими тенденциями развития, что послужило основанием для их объединения в рамках общей позднемезозойской – кайнозойской внутриплитной вулканической провинции. Провинция является одной из крупнейших областей внутриплитного магматизма Земли. Она объединяет разновозрастные проявления вулканизма, которые происходили на протяжении последних ~140 млн лет, охватив значительную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса и прилегающие к нему территории Сибирского и Северо-Китайского кратонов общей площадью >5 млн км² (рис. 1).

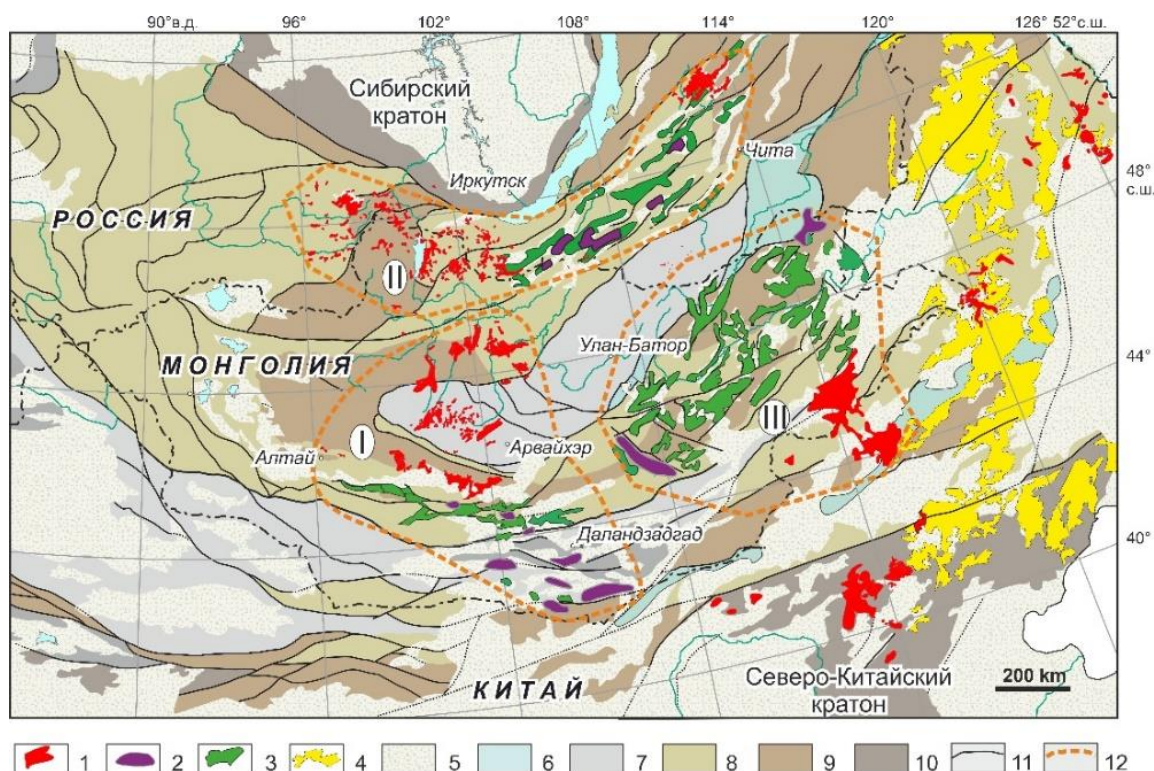


Рис. 1. Схема строения позднемезозойской – кайнозойской вулканической провинции востока Азии.

1–4 – ареалы вулканизма: 1 – позднекайнозойские, 2 – позднемеловые – раннекайнозойские, 3 – раннемеловые, 4 – раннемеловые Большехinganского пояса; 5 – мезозойский – кайнозойский осадочный чехол; 6–10 – складчатые структуры: 6 – раннемезозойские Монголо-Охотского пояса, 7 – средне- и позднепалеозойские (герцинские), 8 – ранне- и среднепалеозойские (каледонские), 9 – неопротерозойские, 10 – раннедокембрийских кратонов; 11 – разломы; 12 – границы вулканических областей. Цифры в кружках – вулканические области: I – Южно-Хангайская, II – Западно-Забайкальская, III – Восточно-Монгольская.

В истории формирования провинции выделяется три периода, различающиеся масштабами тектонических и вулканических процессов. Начальный, или рифтогенный, период охватил интервал времени между ~145 и 100 млн лет назад. Он характеризовался режимом регионального растяжения, в ходе которого была сформирована система грабенов и горстов по всей территории провинции, а также крупнообъемными вулканическими извержениями в зародившихся в это время вулканических областях. К концу раннего мела (100 млн лет назад) произошел спад активности, и на протяжении позднего мела и раннего кайнозоя в пределах провинции действовал субплатформенный тектонический режим. Вулканизм этого времени характеризовался ареальным типом активности, для которого свойственны маломасштабные и рассредоточенные по площади проявления вулканизма. Оживление вулканической и тектонической активности пришлось на поздний кайнозой и совпал с активизацией внутриконтинентального орогенеза, стимулированного Индо-Азиатской коллизией.

Выявлены тренды вариаций рассеянных элементов и изотопного состава Sr, Nd, Pb в разновозрастных основных породах провинции, и оценен состав источников их магматизма (рис. 2). Сделан вывод, что магматизм провинции определялся процессами плюм-литосферного взаимодействия, предполагавшими участие в маглообразовании астеносферной мантии, близкой к EMORB, на всех стадиях формирования провинции.

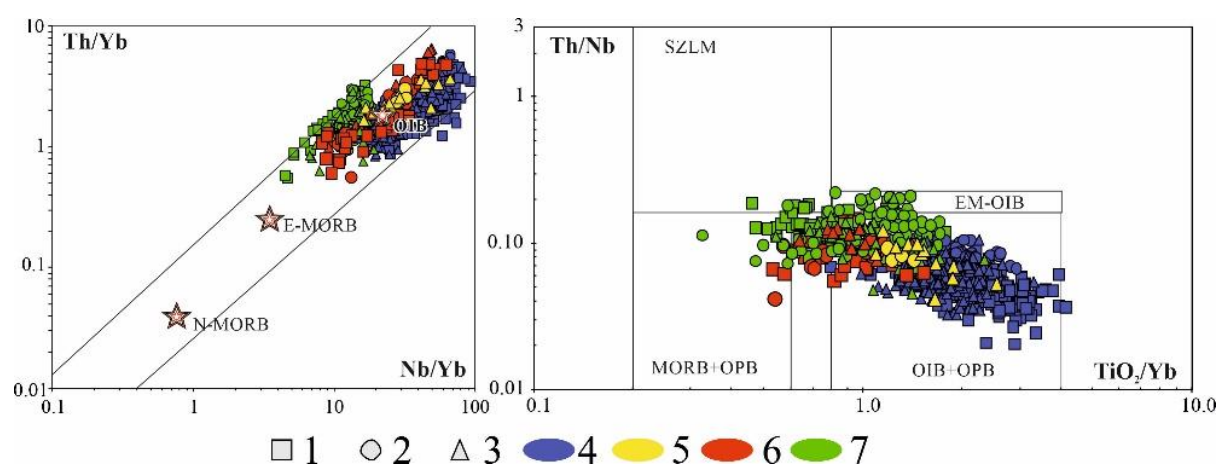


Рис. 2. Положение составов вулканических пород провинции на диаграммах (Pearce, 2008; Pearce et al., 2021). Составы базальтов различных геодинамических обстановок: MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов, OPB – океанических плато, SZLM – производных метасоматизированной литосферной мантии.

Вулканические области: 1 – Южно-Хангайская, 2 – Восточно-Монгольская, 3 – Западно-Забайкальская; 4–7 – возрастные группы пород: 4 – позднекайнозойские, 5 – раннекайнозойские, 6 – позднемеловые, 7 – раннемеловые.

В начальный период ее развития дополнительный вклад в источники магм вносила субдукционно измененная мантия, участие которой наделило субдукционными метками основные породы раннего мела. В позднем мелу на фоне ослабления эндогенной активности и погружения фронта плавления метасоматизированная мантия была постепенно выведена из состава источников расплава. С этого времени магматизм провинции определялся взаимодействием астеносферной, плюмовой (близкой к OIB) и деплетированной литосферной мантий.

Формирование провинции связывается с возникновением в основании литосферы востока Азии горячего поля мантии. Его зарождение согласуется с активизацией процессов глубинной геодинамики в начале позднего мезозоя, прежде всего с активностью Тихоокеанского суперплюма. В структурах литосферы его появление привело к рассредоточенному рифтогенезу и образованию систем грабенов, а также к формированию вулканических областей над участками наибольшего подъема горячей мантии (мантийных плюмов) к основанию литосферы. Возникшие в их основании выступы астеносферы (астеносферные ловушки) во многом определили положение выводящих магматических каналов для вулканизма последующих эпох.

Работа выполнена в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Айриянц Е.В. 124
 Аксенов С.М. 11
 Александров И.А. 13, 24
 Алексеев Д.В. 156
 Андреев А.А. 15
 Андреева И.А. 15
 Андреева О.А. 216
 Арапов Г.В. 239
 Ахмадишин А.Т. 38
 Аюржанаева Д.Ц. 18
 Бабицкий Е.Ф. 153
 Багдасарян Т.Э. 242
 Бадашкова Е.Е. 96
 Бадмацыренова Р.А. 20
 Баранов В.В. 63
 Белоусов О.В. 220
 Беляев В.А. 181
 Беляков А.П. 50
 Белянин Д.К. 124
 Бержинская Л.П. 109
 Бетехтин С.С. 38
 Бишаев Ю.А. 146
 Бортников В.В. 22, 44
 Брагин И.В. 24
 Брыжак Е.В. 89
 Брянский Н.В. 103
 Бугдаева Е.В. 242
 Буддо И.В. 26, 107, 183, 214, 244, 246, 254
 Будницкий С.Ю. 13
 Будяк А.Е. 28
 Булгакова Д.Д. 31, 166
 Бурмакина Г.Н. 33
 Буслов М.М. 35, 146
 Валеев Р.Р. 38
 Васильева Т.И. 63
 Ватрушкина Е.В. 236
 Вахромеев А.Г. 41, 72, 75, 183, 186
 Великославинский С.Д. 22, 44, 136
 Ветлужских Л.И. 46
 Ветров Е.В. 138
 Ветрова Н.И. 48, 138
 Владимиров В.Г. 118, 225
 Водозовов В.Ю. 50
 Воронцов А.А. 52
 Гильманова Г.З. 86
 Гладкочуб Д.П. 54, 96, 103, 176, 186, 220, 222
 Гладкочуб Е.А. 101, 186
 Голубев В.А. 57
 Гонегер Т.А. 60
 Гордиенко И.В. 158, 181
 Горнова М.А. 181
 Гребенкин Н.А. 103
 Гриненко В.С. 63
 Гусев Н.И. 66, 69
 Данилова М.А. 41, 72, 75
 Данукалова М.К. 78, 153
 Данцова К.И. 81, 130, 146, 178, 209, 238
 Демидова Е.В. 72
 Демонтерова Е.И. 84, 96, 103, 257
 Диденко А.Н. 86
 Добрынина А.А. 89, 91, 220
 Докукина К.А. 94
 Донская Т.В. 54, 96, 103, 176, 186, 222
 Дорошкевич А.Г. 112, 141
 Драздова А.В. 99
 Дубенский А.С. 78, 153
 Дымшиц А.М. 101
 Ефремова У.С. 96, 103, 186
 Жгилев А.П. 201
 Жмодик С.М. 124
 Жукова А.И. 107, 244
 Загорная Н.Ю. 44
 Зиндобрый В.Д. 35
 Зюков Е.Д. 118
 Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 31, 128, 166
 Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 84, 103
 Иванова А.А. 13
 Иванова Н.В. 109
 Игнатьев Н.А. 38
 Избродин И.А. 112
 Казанский А.Ю. 115
 Каримов А.А. 101, 181
 Карлова Г.А. 138
 Кармышева И.В. 118
 Карпова М.И. 121
 Кирюхин А.В. 75
 Киселева О.Н. 124
 Ковач В.П. 22, 44, 96, 136, 199
 Козлов П.С. 170
 Козловский А.М. 121, 126, 193, 259
 Колесников А.В. 251
 Колесов К.К. 128
 Колодяжный С.Ю. 130, 146, 178
 Конилов А.Н. 94
 Константинов Г.К. 133
 Константинов И.К. 133
 Константинов К.М. 133
 Коробкин В.В. 196
 Король С.А. 89
 Корольков А.Т. 72
 Корытов А.С. 201
 Косарева Л.Р. 133
 Котов А.Б. 22, 44, 96, 136
 Кочнев Б.Б. 138
 Кошкарев Д.А. 141
 Крутикова А.К. 144
 Крылов А.А. 173
 Кудряшов Н.М. 199
 Кузнецов А.Б. 251
 Кузнецов Н.Б. 130, 146, 150, 209, 251, 238
 Кузьмин Д.В. 248
 Кузьмичев А.Б. 78, 153
 Кулаков И.Ю. 246
 Куликова А.В. 94
 Кушнарева А.Б. 156
 Лавренчук А.В. 96, 176, 222
 Ланкин Ю.К. 41
 Ланцева В.С. 158
 Лапаев Д.С. 15
 Лапина М.В. 38
 Ласточкин Е.И. 33
 Латышева И.В. 209, 238, 251
 Левин А.В. 75
 Левина Е.А. 212
 Леонов М.Г. 161
 Леснов Ф.П. 164
 Летникова Е.Ф. 31, 128, 141, 166, 168, 257
 Лиханов И.И. 170, 173
 Лухнев А.В. 220
 Мазукабзов А.М. 96, 176, 222
 Малышев А.Г. 41
 Матасова Г.Г. 115
 Махиня Е.И. 130, 146, 178
 Медведев А.Я. 181
 Минина О.Р. 158
 Мисюркеева Н.В. 26, 183
 Михайлова Ю.А. 101
 Монгуш А.А. 164, 185
 Мотова З.Л. 186
 Никифоров А.В. 121
 Новикова А.С. (ГИН РАН) 189, 209
 Новикова А.С. (ИГЕМ РАН), 193
 Ножкин А.Д. 170
 Носырев М.Ю. 86
 Ныгманова А.С. 196
 Обут О.Т. 144
 Овчинников Р.О. 199
 Очирова Э.А. 18
 Павлов А.А. 24
 Панина Л.И. 248
 Парфеев А.В. 220
 Парфенов Г.Е. 130
 Перепелов А.Б. 201
 Перетяжко И.С. 203
 Перфилова А.А. 144
 Плоткина Ю.В. 13, 22, 44
 Покровский Б.Г. 251
 Пономарев А.Л. 69
 Попова О.М. 69
 Поспеев А.В. 246
 Прокопьев И.Р. 141
 Пуляева И.А. 203
 Пуляевская Е.В. 218
 Пушкарев Е.В. 206
 Разумовский А.А. 146, 209
 Рампилов М.О. 112
 Резницкий Л.З. 168, 257
 Романюк Т.В. 130, 150, 146, 209, 238
 Ронкин Ю.Л. 170
 Рудько С.В. 99
 Ружич В.В. 212
 Рукусуев Д.А. 214, 254
 Саватенков В.М. 126, 216, 259
 Савина Е.А. 203
 Саландаева О.И. 218
 Сальникова Е.Б. 13, 44, 96, 136
 Санжис Г.Д. 242
 Саньков А.В. 91, 220
 Саньков В.А. 89, 91, 220
 Сарапулова Д.А. 78
 Сафонова И.Ю. 144
 Сверкунов С.А. 41
 Свечеревский А.Д. 15
 Семенова Д.В. 112, 118
 Сергеева А.В. 75
 Скляр Е.В. 96, 133, 176, 222, 229
 Сковитина Т.М. 22, 44
 Скрипников М.С. 46
 Скузоватов С.Ю. 28
 Смекалин О.П. 220
 Смолякова А.Е. 118, 225
 Соколов С.Д. 228, 236
 Сорокин А.А. 199
 Старикова А.Е. 112, 229, 248
 Тарасова Ю.И. 28, 231
 Тиханович И.А. 41
 Толмачева Е.В. 22, 44
 Травин А.В. 35
 Туркина О.М. 234
 Тучкова М.И. 228, 236
 Устинов С.А. 15
 Устинова М.А. 178
 Федоров А.М. 18
 Федоров В.Н. 41
 Федюкин И.В. 209, 238
 Фидлер М.А. 146
 Филимонов А.В. 242
 Филинов И.А. 115

Филиппов Ю.Ф. 239
Ханчук А.И. 13
Хубанов В.Б. 112, 242
Хубанова А.М. 242
Худолей А.К. 156
Хуторской М.Д. 86
Цыганков А.А. 33
Цыпукова С.С. 201
Часовитин П.А. 107, 244, 254
Чен Я. 133
Черных А.А. 26, 107, 214, 244,
246, 254

Чефранова А.В. 209
Чечельницкий В.В. 89
Чжан Х. 133
Шалаева Е.А. 178
Шарыгин В.В. 248
Шарыгин И.С. 141
Шацилло А.В. 209, 238, 251
Шашкеева Л.П. 254
Шелохов И.А. 26, 107, 214,
244, 246, 254
Шешуков В.С. 94
Школьник С.И. 166, 168, 257

Щербаков Ю.Д. 201, 231
Щетников А.А. 115
Юдин Д.С. 242
Яковлев В.А. 118
Ярмолук В.В. 126, 193, 216, 259
Lee H.-Y. 22
Tumurchudur Ch. 126
Wang K.-L. 22



ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ДЖИДИНСКОГО ГАЙОТА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ – РАННЕМ КЕМБРИИ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.В. Иванова¹, А.Б. Кузнецов¹, О.Р. Минина², М.С. Скрипников²

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, vargeo66@gmail.com

² Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, minina@ginst.ru

Джидинская зона (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) представляет собой классический пример аккреционно-коллизионного орогена, сформированного в результате эволюции Палеоазиатского океана [1–4]. Несмотря на длительную историю изучения, вопросы источников сноса и режимов осадконакопления в пределах Джидинского террейна, особенно в отношении терригенного осадконакопления, остаются дискуссионными. Существующие геодинамические модели, предполагающие формирование флишеидных комплексов исключительно за счет размытия островной дуги и гайотов, вступают в противоречие с данными по детритовым цирконам, указывающими на присутствие древнего (архейского и раннепротерозойского) кратонного материала [5].

Целью исследования явилось петро- и геохимическое изучение терригенно-вулканогенных пород хохюртовской свиты и флишеидных отложений джидинской свиты, слагающих венд-кембрийский чехол Джидотского гайота, для реконструкции источников сноса, палеотектонических и фациальных условий седиментации.

Образцы терригенных и вулканогенных пород были отобраны из обнажений в долине ручьев Хасуртый и Ивановский. Методы исследования включали рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) содержаний основных петрогенных оксидов, ICP-MS анализ редких и редкоземельных элементов (РЗЭ), а также расчет нормативного минерального состава и применение литохимических дискриминационных диаграмм.

Результаты исследования показали, что терригенные отложения обеих свит характеризуются химической незрелостью, что выражается в широких вариациях содержаний основных оксидов (кроме SiO_2 и Al_2O_3), низких значениях отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (в среднем ~ 2.7) и повышенных содержаниях TiO_2 , FeO , MgO , MnO и P_2O_5 . Сопоставление химического состава изученных пород показало отличие от референтных объектов коры (РААС, протерозойский кратонный песчаник, граувакка); однако средние содержания основных компонентов оказались близкими к составу океанической коры.

Нормативный минеральный состав алевропесчаников указывает на преобладание обломочных (кварц, полевые шпаты) и глинистых (иллит, хлорит) минералов. Образцы содержат кальцитовый цемент 5–30 %. Спектры распределения РЗЭ в терригенных отложениях демонстрируют три основных тренда: 1) высокофракционированный, подобный верхней континентальной коре; 2) низкофракционированный, практически идентичный спектрам вулканитов типа E-MORB; 3) спектры с отрицательной Eu-аномалией, характерные для карбонатно-терригенных пород.

Анализ вулканитов гайота выявил два основных типа: 1) обогащенные базальты (OIB-/E-MORB-тип) с фракционированным спектром РЗЭ; 2) обедненные толеитовые базальты (N-MORB-тип). Положение точек на различных дискриминационных диаграммах указывает на формирование магматических расплавов в условиях океанического плато/гайота (внутриплитный плюмовый магматизм) с признаками субдукционного влияния.

Положение фигуративных точек составов терригенных пород на дискриминационных диа-

граммах однозначно указывает на островодужную геодинамическую обстановку их формирования. Соотношения геохимических индикаторов (Fe/Mn, Ti/Mn) свидетельствуют о глубоководных условиях осадконакопления.

Основные выводы:

1. Анализ литогеохимических особенностей отложений хохюртовской и джидинской свит дает основание предполагать, что основным источником сноса были вулканиты джидотского гайота, представленные как обогащенными (OIB-/E-MORB), так и обедненными (N-MORB) разностями. Часть отложений образовалась путем переотложения песчаников, источниками обломочного материала которых были породы основного или среднего состава и карбонатные породы рифовых построек.

2. Наличие в некоторых образцах примеси древнего кратонного материала, выявленное ранее по цирконам [5] и подтвержденное нами литогеохимически (образцы с высокофракционированным спектром РЗЭ), объясняется не прямым поступлением с кратона, а контаминацией мантийных расплавов гайота древним коровым материалом на ранних стадиях их внедрения.

3. Формирование терригенных толщ хохюртовской и джидинской свит происходило в глубоководных условиях преддугового/задугового бассейна на активной окраине Палеоазиатского океана.

4. Полученные данные подтверждают комплексную модель формирования Джидинского террейна с участием как внутриплитного (плюмового), так и субдукционного магматизма и согласуются с выводом о том, что флишеидная толща по своим характеристикам близка к отложениям активных, а не пассивных окраин.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 23-17-00192.

- [1] Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.
- [2] Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 2. С. 405–457.
- [3] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 7, № 1. С. 53–70.
- [4] Гордиенко И.В. Неопротерозой-палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2023. 345 с.
- [5] Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараиш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26, № 5. С. 3–29.



КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ: SR-ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ

А.Б. Кузнецов¹, О.Р. Минина², М.С. Скрипников², Л.И. Ветлужских², А.А. Гаврилова¹

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

² Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Реконструкция геодинамической истории Байкальской ветви Палеоазиатского океана во многом опирается на роль магматических формаций, офиолитов и пород высокобарического метаморфизма. Однако построение геодинамических моделей требует дополнительного анализа осадочных пород, отражающих элементы тектонических структур в пределах древних палеобассейнов [1, 2]. Одним из важнейших элементов таких реконструкций являются карбонатные породы, которые представляют, как правило, шельфовые (преимущественно мелководные и склоновые) отложения, накапливающиеся на стабильных поднятиях земной коры или вблизи их. Карбонатные формации позволяют оконтурить древние поднятия и обозначить наличие морских палеобассейнов на соответствующем тектоническом этапе.

Согласно прежним представлениям Саяно-Байкальская горная область представляет область эродированного докембрийского складчатого фундамента, на котором сохранились небольшие останцы палеозойских, в основном кембрийских, образований [3]. Однако недавно во многих осадочных и карбонатных формациях, рассматривавшихся до этого в качестве верхнего протерозоя, были обнаружены и описаны находки органических остатков, характерных от кембрия до девона. Таким образом, произошел радикальный пересмотр вещественного объема рифейского и палеозойского структурных этажей [4, 5]. Если ранее комплексы Саяно-Байкальской горной области рассматривались как байкалиды, то позднее стали выделять каледониды и даже герциниды [6, 7].

Саяно-Байкальская горная область обрамляет с юго-востока Сибирскую платформу и включает несколько зон: Окино-Саянскую, Джидинскую, Хамар-Дабанскую, Турка-Курбинскую и Удино-Витимскую. В каждой зоне присутствуют карбонатные комплексы, возраст которых и корреляция опираются на литоформационные и редкие палеонтологические находки, которые требуют уточнения. В настоящей работе для корреляции и оценки возраста нами предложен подход на основе Sr-изотопной хемотрастиграфии.

В Окино-Саянской зоне карбонатные породы присутствуют в обрамлении Гарганской глыбы – иркутная свита и боксонская серия. Помимо этого картируется монгошинская и толтинская свиты и ряд свит в Тункинской подзоне – арашейская и горлыкская. В Джидинской зоне – карбонатные породы в хохюртовской свите (реки Хасуртый и Джиды) и в пределах Зун-Муринской синклинали – зун-муринской свиты. В Турка-Курбинской зоне – в бурлинской и дабатской свитах селенгинской серии (реки Бурля и Кика), в асынкой, курбинской и пановской свитах (реки Атха, Ямбуи), в Еравнинской подзоне – олдындинская свита (р. Ульдзутуй), в Багдаринской подзоне – орошонская, тилимская, хойготская и якшинская свиты (реки Багдарин, Витим и Усой).

Карбонатные породы долгое время оставались фаунистически не охарактеризованными и поэтому относились к раннему и позднему докембрию в зависимости от степени метаморфизма. На основании литологического сходства карбонатные породы монгошинской, хойготской, зун-муринской свит считались раннедокембрийскими, а породы тилимской, асынкой, курбинской, бурлинской и дабатской – позднедокембрийскими [3]. Однако многочисленные находки археоциат и трилобитов изменили эти представления и вывели значительное количество карбонатных

пород на кембрийский уровень. При этом карбонатные формации, которые оставались фаунистически не охарактеризованными, стали относить к кембрию. Позднее для многих карбонатных пород были получены новые описания остатков позднепалеозойских водорослей, хитиной и тентакулит, что позволило предположить девон-карбонный возраст некоторых толщ.

Согласно полученным Sr-изотопным данным каждую из упомянутых выше свит можно охарактеризовать следующими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: бурлинская – 0.7060–0.7069 (Итанца, Кика); хохюртовская – 0.7080–0.7084 (Юхта, Дундо-Гол, Мырген-Шено) и 0.7062–0.7064 (р. Хасуртый); зун-муринская – 0.7062–0.7066 (Алцак); монгошинская – 0.7062–0.7066 (Иркут); иркутская – 0.7050–0.7062 (Ока); араошейская – 0.7084–0.7088 (Жалга, Араошей); асинская (Олан) – 0.7071–0.7074; курбинская – 0.7082–0.7086 (Атха, Ямбуй); пановская – 0.7084–0.7088 (Атха, Ямбуй); олдындинская – 0.7083–0.7085 (Ульдзутуй); тилимская – 0.7077–0.7078 (Б. Амалат); ороченская – 0.7069–0.7074 (Багдаринка).

Полученные значения Sr-хемостратиграфических данных показывают, что в сложении Саяно-Байкальской горной области присутствуют карбонатные породы раннего рифея (1500–1300 млн лет), позднего рифея (800–700 млн лет), венда (650–550 млн лет) и раннего кембрия (около 530–520 млн лет). Выявленные карбонатные формации занимают определенное положение и прослеживаются как в пределах обособленной структурно-формационной зоны, так и во всей горной области. Новые Sr-изотопные данные согласуются с устоявшимися представлениями о раннекембрийском возрасте курбинской, олдындинской, верхней части хохюртовской свиты, опирающимися на сопоставление археоциат с богградским комплексом Алтае-Саянской складчатой области [4, 8]. В геодинамическом аспекте наличие раннекембрийских морских отложений в Байкало-Витимской горной области, наряду с позднекембрийскими, позволяет обособить самостоятельный каледонский этап, отделенный по времени от байкальского [1, 2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 23-17-00192.

- [1] Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 208 с.
- [2] Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1049–1059.
- [3] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области: Стратиграфия. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.
- [4] Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра, 1975. 180 с.
- [5] Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 1996. 153 с.
- [6] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [7] Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- [8] Скрипников М.С., Кузнецов А.Б., Ветлужских Л.И., Каурова О.К. Разнообразие археоциат и Sr-хемостратиграфия нижнего кембрия Западного Забайкалья (Удино-Витимская и Бирамьино-Янгудская зоны) // Доклады РАН. 2021. Т. 501, № 2. С. 184–191.