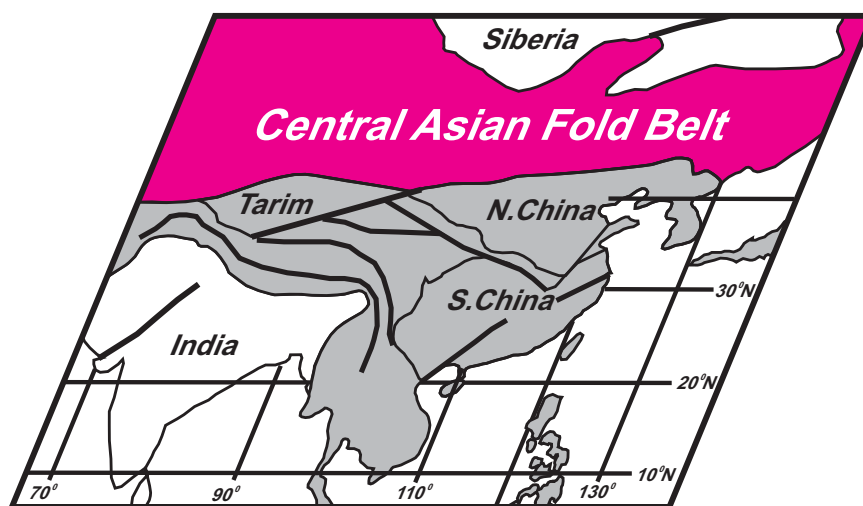




# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА   
К КОНТИНЕНТУ



Материалы конференции

ВЫПУСК 20

ИРКУТСК  
2022

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН**

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

**Материалы научной конференции  
Выпуск 20**

**(18–21 октября 2022 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)**

**ИРКУТСК  
2022**

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. 20. 18–21 октября 2022 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск / ответственный редактор Е.В. Складчиков, председатель Оргкомитета Е.В. Складчиков; Сибирское отделение РАН, Институт земной коры СО РАН. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. – 344 с.

В сборнике представлены труды двадцатой 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. Формирование концептуальных основ мониторинга экстремальных геологических и эколого-геохимических процессов.

*Председатель Оргкомитета конференции*

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

*Заместитель председателя Оргкомитета, председатель программного комитета*

чл.-корр. РАН Д.П. Гладкочуб

*Ученый секретарь конференции, заместитель председателя программного комитета*

д.г.-м.н. Т.В. Донская

*Ответственный секретарь конференции*

к.г.-м.н. З.Л. Мотова

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПИРОПОВЫХ ГРАНАТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ</i> <b>А.М. Агашев, И.В. Серов, Д.А. Кошкарев</b> .....	13
<i>ИСТОЧНИКИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ЗАШИХИНСКОГО МАССИВА (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ) НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И Na ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ</i> <b>Н.В. Алымова, А.А. Воронцов, С.И. Дриль</b> .....	15
<i>ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ</i> <b>С.А. Анисимова, Е.Н. Афанасьева, Л.Б. Макарьев, М.В. Павлов, В.А. Калина</b> .....	17
<i>БАЗА ДАННЫХ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ТЕРРЕЙНОВ СИХОТЭ-АЛИНЬ-СЕВЕРО-САХАЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА</i> <b>М.В. Архипов, Г.З. Гильманова, А.С. Тютюнник, О.В. Рыбас, А.Н. Диденко</b> .....	20
<i>ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЦАСП</i> <b>Р.А. Бадмацыренова</b> .....	22
<i>ГРАДОСТРОИТЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ УЯЗВИМОСТИ ТЕРРИТОРИЙ ПРИ ОБЕСПЕЧЕНИИ СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТИ ПРИБАЙКАЛЬЯ</i> <b>Л.П. Бержинская, В.В. Ружич, Я.Б. Радзиминович, О.И. Саландаева</b> .....	24
<i>ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ – КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА</i> <b>Ю.А. Бишаев, М.М. Буслов, А.В. Травин</b> .....	27
<i>ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ</i> <b>С.А. Борняков, А.А. Добрынина, И.А. Пантелеев, В.А. Саньков, Д.В. Салко, А.Н. Шагун, Г.В. Встовский, А.Е. Синцов, А.А. Каримова</b> .....	29
<i>УПРАВЛЕНИЕ ДАННЫМИ И ЗНАНИЯМИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ МОНИТОРИНГУ БАЙКАЛА</i> <b>Л.П. Брагинская, А.П. Григорюк, Г.Б. Загорулько, В.В. Ковалевский, И.К. Семинский</b> .....	31
<i>ТЕКУЩЕЕ СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ В КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ КРИОЛИТОЗОНЫ АРКТИКИ</i> <b>И.В. Буддо, И.А. Шелохов, Н.В. Мисюркеева, И.К. Семинский, А.Н. Шенин</b> .....	33
<i>ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ</i> <b>Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков</b> .....	36
<i>ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: РЕЗУЛЬТАТ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИБИРСКОЙ, ИНДО-АВСТРАЛИЙСКОЙ И ПАЛЕОТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТ</i> <b>М.М. Буслов</b> .....	38
<i>НАУЧНЫЙ ПАРАДОКС ИЛИ СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ-ГИГАНТА СУХОЙ ЛОГ: ВЕСТИ С ПОЛЕЙ</i> <b>В.А. Ванин, А.М. Мазукабзов</b> .....	41
<i>К МИНЕРАГЕНИИ ЛИТИЯ ГИДРОМИНЕРАЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> <b>А.Г. Вахромеев, С.В. Алексеев, И.В. Литвинова, Н.В. Мисюркеева, Д.А. Погребная</b> .....	43



<i>ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДЕВОНСКОЙ АНТИДРОМНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СЕРИИ СИСИМСКОГО АРЕАЛА В МИНУСИНСКОМ ПРОГИБЕ НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И Sr-Nd ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ</i> <b>А.А. Воронцов</b> .....	46
<i>СВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА С АНОМАЛИЯМИ ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ</i> <b>В.И. Герман</b> .....	48
<i>МНОГОСТАДИЙНОСТЬ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ЖИЛЬНЫХ КСЕНОЛИТОВ</i> <b>А.А. Гибшер, В.Г. Мальковец, Р.А. Шелепаев, В.В. Егорова, А.Э. Изох</b> .....	50
<i>ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА УЧАСТОК ТРАССЫ БАМ (ОТ БАЙКАЛА ДО ОЛЕКМЫ)</i> <b>Н.А. Гилёва, В.И. Мельникова, Я.Б. Радзиминович</b> .....	52
<i>ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ДОКЕМБРИЙСКОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ДАННЫЕ ПО ДЕТРИТОВЫМ ЦИРКОНАМ ИЗ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ</i> <b>Д.П. Гладкочуб, А.В. Иванов, Т.В. Донская, З.Л. Мотова, Е.В. Решетов</b> .....	54
<i>МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС И СОСТАВНОЙ МИКРОКОНТИНЕНТ АМУРИЯ: ПРОБЛЕМА ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ – ПАЛЕОЗОЕ</i> <b>И.В. Гордиенко, Д.В. Метелкин</b> .....	57
<i>ВОСТОЧНО-СИБИРСКИЙ БОРЕАЛЬНЫЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: ФОРМИРОВАНИЕ, ПРОДУКТИВНОСТЬ (ЗОНА ПЕРЕХОДА «СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА – ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ»</i> <b>В.С. Гриненко, В.В. Баранов, Я.Б. Легостаева</b> .....	60
<i>ПОИСКИ ТЕРРЕЙНА, СТОЛКНУВШЕГОСЯ С ЕНИСЕЙСКОЙ ОКРАИНОЙ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В КОНЦЕ НЕОПРОТЕРОЗОЯ. 2. «АРХЕЙСКИЙ БЛОК» НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ИСАКОВСКОГО ДОМЕНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i> <b>М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, Е.Ф. Бабицкий, А.С. Дубенский</b> .....	63
<i>КОМПЛЕКСЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ПАЛЕОЗОИДАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА: ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН</i> <b>К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков</b> .....	66
<i>СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ ГОРНОГО АЛТАЯ</i> <b>Е.В. Деев</b> .....	69
<i>ВЛИЯНИЕ СОСТАВА МАНТИИ НА ОЦЕНКУ ГЛУБИНЫ ВЫПЛАВЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ</i> <b>Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Д.А. Борголов</b> .....	71
<i>ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА</i> <b>И.М. Дербек</b> .....	73
<i>ГЕОДИНАМИКА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ В СЕНОМАНЕ И ОБРАЗОВАНИЕ КРУПНОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛМЫЖ</i> <b>А.Н. Диденко, М.Ю. Носырев, Г.З. Гильманова</b> .....	75

<i>СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНОВ – ОСНОВА ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ АНДЕЗИТОВ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ (ИНДОНЕЗИЯ)</i>	
<b>Н.В. Дмитриева, А.В. Котляров, В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова</b> .....	78
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ, (ИНДОНЕЗИЯ)</i>	
<b>Н.В. Дмитриева, В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, А.В. Котляров</b> .....	80
<i>АНОМАЛИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ ПЕРЕД КУДАРИНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 9 ДЕКАБРЯ 2020 г. С MW=5.6</i>	
<b>А.А. Добрынина, В.А. Саньков, С.А. Борняков, С.А. Король, А.В. Саньков</b> .....	83
<i>ИНТЕГРАЦИЯ ДАННЫХ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА 15 ЯНВАРЯ 2022 г. (ТОНГА)</i>	
<b>А.А. Добрынина, В.А. Саньков, Н.А. Радзиминович, С.А. Борняков</b> .....	85
<i>НЕОАРХЕЙСКИЙ ВЫСОКОБАРНЫЙ АНАТЕКСИС ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ</i>	
<b>К.А. Докукина</b> .....	86
<i>НОВЫЕ U-Pb И Sm-Nd ДАННЫЕ ДЛЯ ПСЕВДОТАХИЛИТСОДЕРЖАЩИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БРЕКЧИЙ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА</i>	
<b>К.А. Докукина, В.С. Шешуков, Т.Б. Баянова, П.А. Серов, А.С. Дубенский</b> .....	88
<i>НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (725–710 МЛН ЛЕТ) МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i>	
<b>Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.И. Демонгерова</b> .....	91
<i>ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА БАСТНЕЗИТ-ФЛЮОРИТОВЫХ ПОРОД УЛАН-УДЭНСКОГО И ЮЖНОГО ПРОЯВЛЕНИЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
<b>А.Г. Дорошкевич, А.А. Редина, И.А. Избродин, Г.С. Рипп</b> .....	95
<i>ИЗОТОПНАЯ Sr-Nd-Pb СИСТЕМАТИКА И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТРАХИБАЗАЛЬТОВ ХАРАНОРСКОЙ И ТОРЕЙСКОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i>	
<b>С.И. Дриль, М.И. Кузьмин, А.Я. Медведев, С.А. Сасим</b> .....	97
<i>МОЩНОСТЬ И ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ПОД КУОЙКСКИМ КИМБЕРЛИТОВЫМ ПОЛЕМ (СИБИРСКИЙ КРАТОН, ЯКУТИЯ)</i>	
<b>А.М. Дымшиц, Е.А. Муравьева, И.С. Шарыгин, А.В. Головин, А.М. Логвинова, О.Б. Олейников</b> .....	99
<i>СОСТАВ, U-Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ИЛИКТИНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i>	
<b>У.С. Ефремова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Н.В. Брянский</b> .....	101
<i>ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОУРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
<b>С.М. Жмодик, Д.К. Белянин, Е.В. Айриянц, Н.С. Карманов, А.А. Миронов, Б.Б. Дамдинов</b> .....	105
<i>ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ТЕЛЕЦКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ</i>	
<b>В.Д. Зиндобрый, М.М. Буслов</b> .....	108
<i>МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОРРЕЛЯЦИЙ МЕЖДУ ПРИРОДНЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ: НА ПРИМЕРЕ АНАЛИЗА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПО ОБЪЕМНОМУ ВУЛКАНИЗМУ, МЕТЕОРИТНЫМ ИМПАКТАМ, КОНЦЕНТРАЦИЯМ CO<sub>2</sub> В АТМОСФЕРЕ И БИОСФЕРНЫМ ИЗМЕНЕНИЯМ</i>	
<b>А.В. Иванов</b> .....	110

<i>СЕРИИ ДАЕК ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМ В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КАМЕРАХ</i> <b>А.Э. Изох, И.Ф. Чайка, В.В. Егорова</b> .....	113
<i>ТИПЫ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕСТРУКЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> <b>Л.П. Имаева, О.П. Смекалин</b> .....	115
<i>РАЗРЕЗ КИТОЙСКИЙ МОСТ – НОВЫЙ ТИП РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДБАЙКАЛЬЯ</i> <b>А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, В.Ю. Брагин, Н.Е. Бердникова, Е.А. Липнина</b> .....	117
<i>РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ИГЕТЕЙ (СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ)</i> <b>А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, И.О. Нечаев, Н.Е. Бердникова, И.М. Бердников</b> .....	119
<i>ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОГНЕЙСОВ САРЫЧАБЫНСКОГО И БАСКАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ ТЕРРЕЙНА ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)</i> <b>Н.А. Каныгина, А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, Д.В. Алексеев</b> .....	122
<i>ПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОНТРАСТНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i> <b>И.В. Кармышева, В.А. Яковлев, С.Н. Руднев, Д.В. Семенова, А.М. Сугоракова</b> .....	124
<i>ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С МОЩНЫМ ВИБРАТОРОМ ЦВО-100</i> <b>В.В. Ковалевский, А.Л. Собисевич, Ц.А. Тубанов, Л.П. Брагинская, А.П. Григорюк</b> .....	126
<i>О ВОЗРАСТЕ КОДАРСКОЙ СЕРИИ КОДАРСКОЙ ПОДЗОНЫ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ</i> <b>В.П. Ковач, А.М. Ларин, Е.В. Адамская, А.Б. Котов, Ю.В. Плоткина, Н.Ю. Загорная, Т.М. Сквитина, А.М. Федосенко, Б.М. Гороховский</b> .....	128
<i>РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ КАК ИНДИКАТОР ЗАКРЫТИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНА</i> <b>А.М. Козловский, В.В. Ярмлюк, Е.Б. Сальникова, В.М. Саватенков, А.С. Новикова, А.В. Травин</b> .....	130
<i>ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ВЕНДСКИХ МАКРОФОССИЛИЙ В ДЖЕЖИМСКОЙ СВИТЕ ЮЖНОГО ТИМАНА (КАРЬЕР АСЫВВОЖ, УВАЛ ДЖЕЖИМ-ПАРМА)</i> <b>А.В. Колесников, И.В. Латышева, А.В. Шаццлло, Н.Б. Кузнецов</b> .....	133
<i>ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ИХНОФОССИЛИЙ В НОХТУЙСКОЙ СВИТЕ КЕМБРИЯ ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ</i> <b>А.В. Колесников, С.В. Рудько</b> .....	135
<i>ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА АНИЗОТРОПИЮ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД: НАБЛЮДЕНИЯ, ГИПОТЕЗЫ И ЭКСПЕРИМЕНТЫ</i> <b>И.К. Константинов, К.М. Константинов, Г.В. Орлова, М.С. Хороших</b> .....	137
<i>ТЕРРЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ – ИНСТРУМЕНТ ПРОЧТЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ</i> <b>А.Т. Корольков</b> .....	140
<i>РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД ПРИ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОМ МЕТАМОРФИЗМЕ</i> <b>А.В. Корсаков, А.В. Романенко, С.П. Демин, С.В. Ращенко, Д.С. Михайленко, К.А. Мусияченко</b> .....	143

<i>ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД</i> <b>С.И. Костровицкий</b> .....	145
<i>УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ ГЛУБИННЫХ МАГМ В РАЙОНЕ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ, ИНДОНЕЗИЯ (ДАННЫЕ ПО СЕЙСМОТОМОГРАФИИ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ)</i> <b>А.В. Котляров, А.В. Яковлев, Н.В. Дмитриева, И.Ю. Сафонова, В.А. Симонов</b> .....	147
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕВЕНДСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> <b>Б.Б. Кочнев, Б.Г. Покровский, В.В. Марусин, Н.В. Быкова, Н.А. Иванова</b> .....	149
<i>ПРИРОДА И ВОЗРАСТ КСЕНОЛИТОВ ОСТРОВА ЛАНСАРОТЕ (КАНАРСКИЙ АРХИПЕЛАГ)</i> <b>В.А. Крылова, И.Ф. Гертнер</b> .....	151
<i>ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ДЛЯ ПЕСЧАНИКОВ СРЕДНЕОРДОВИКСКОЙ БАЙКИТСКОЙ СВИТЫ (БАЙКИТСКИЕ ПЕСЧАНИКИ) НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ПОДКАМЕННАЯ ТУНГУСКА (БАЙКИТСКАЯ АНТЕКЛИЗА)</i> <b>Н.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский, Т.В. Романюк, А.В. Страшко, А.С. Новикова, А.С. Дубенский, К.Г. Ерофеева, В.С. Шешуков, А.В. Дронов</b> .....	153
<i>ARUMBERIA BANKSI И «АШИНСКОЕ» РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТОВ ЦИРКОНА В ПЕСЧАНИКАХ «БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ» ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ СВОДНОГО ТИПОВОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ – УКАЗАНИЯ НА ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ ВОЗРАСТ «БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ» И ЕЕ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ АШИНСКОЙ СЕРИИ</i> <b>Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк</b> .....	155
<i>ПОИСКИ ТЕРРЕЙНА, СТОЛКНУВШЕГОСЯ С ЕНИСЕЙСКОЙ ОКРАИНОЙ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В КОНЦЕ НЕОПРОТЕРОЗОЯ. 1. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ «ОСТРОВОДУЖНОГО» ПОРОЖНИНСКОГО ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА</i> <b>А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова, Е.Ф. Бабицкий, А.В. Сомсикова, В.Б. Хубанов, Н.В. Брянский, А.С. Дубенский</b> .....	158
<i>СТАНОВОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС): ВОЗРАСТ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ИСТОЧНИКИ</i> <b>А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, С.Д. Великославинский, А.А. Иванова</b> .....	161
<i>ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ В ПЕРИОД ПОЗДНЯЯ ЮРА – РАННИЙ МЕЛ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО И ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОЛОВСКОЙ И УСУГЛИНСКОЙ ВПАДИН</i> <b>А.М. Ларин, В.М. Саватенков, М.В. Кузнецов, Л.В. Шпакович</b> .....	164
<i>U-рЬ ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ДЖЕЖИМСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОГО ТИМАНА)</i> <b>И.В. Латышева, Н.Б. Кузнецов, А.В. Шаццлло, А.В. Колесников, А.В. Страшко, Т.В. Романюк, А.С. Дубенский</b> .....	166
<i>ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ И ФРАКТАЛЬНАЯ ГЕОМЕТРИЯ – ОПЫТ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА</i> <b>М.Г. Леонов</b> .....	170
<i>МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АНОМАЛИИ В АРХИТЕКТОНИКЕ ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ОРОГЕНА</i> <b>М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, А.К. Рыбин, Е.В. Лаврушина, Г.Г. Щелочков</b> .....	172
<i>ИНТЕРВАЛЫ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ПАЛЕООКЕАНА В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> <b>Е.Ф. Летникова, С.И. Школьник, А.В. Иванов, К.К. Колесов</b> .....	174

<i>АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК ИНДИКАТОР ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И РАСПАДА НУНЫ И РОДИНИИ</i> <b>И.И. Лиханов</b> .....	176
<i>ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ: РЕКОНСТРУКЦИЯ И АНАЛИЗ P-T-t ТРЕНДОВ МЕТАМОРФИЗМА</i> <b>И.И. Лиханов</b> .....	179
<i>СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГАРЕВСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ</i> <b>И.И. Лиханов</b> .....	182
<i>ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРАЗЛОМНЫХ ТЕКТОНИТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА НА РАННИХ ЭТАПАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> <b>И.И. Лиханов</b> .....	185
<i>ПРИМЕНЕНИЕ БПЛА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ И ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ В ЗОНАХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ОЗ. БАЙКАЛ</i> <b>О.В. Лунина, А.А. Гладков</b> .....	188
<i>СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЧИМАЛГИНСКОГО МАССИВА ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА И СЕВЕРНОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)</i> <b>М.В. Лучицкая, М.В. Герцева, А.В. Ганелин, И.В. Сысоев, М.В. Маскаев, Д.В. Алексеев, А.В. Травин</b> .....	190
<i>КУПОЛЬНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ ПРИОЛЬХОНЬЯ: РЕАЛЬНОСТЬ ИЛИ МИФ</i> <b>А.М. Мазукабов, Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.Б. Котов, А.В. Лавренчук</b> .....	193
<i>СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА СТАРОРЕЧЕНСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ЗАПАДНОГО ПРИАНАБАРЬЯ</i> <b>В.В. Марусин, Б.Б. Кочнев, Д.В. Семенова, Н.В. Быкова, Н.А. Иванова</b> .....	195
<i>ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</i> <b>А.Я. Медведев, С.И. Дриль, А.А. Каримов, В.А. Беляев, М.А. Горнова</b> .....	198
<i>ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ БИРЮСИНСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ</i> <b>А.С. Мехоношин, Т.Б. Колотилина</b> .....	200
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ОЗЕРНОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> <b>О.Р. Минина, И.В. Гордиенко, Б.Б. Дамдинов, В.С. Скрипников, В.С. Ташлыков, Т.А. Гонегер, В.С. Ланцева, В.Б. Хубанов</b> .....	202
<i>ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОВЫКТИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ НАДВИГОВЫХ СЕКТОРОВ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАДВИГОВОГО ПОЯСА</i> <b>Н.В. Мисюркеева, А.Г. Вахромеев, И.В. Буддо, А.С. Смирнов, И.В. Горлов</b> .....	205
<i>ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИЗИНЗЮЛЬСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА (КУРТУШИБИНСКАЯ ПРЕДДУГОВАЯ ПОДЗОНА, ЗАПАДНЫЙ САЯН)</i> <b>А.А. Монгуш, Н.И. Гусев, С.Г. Прудников, Ч.М. Хертек, Е.К. Дружкова</b> .....	208
<i>ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ ХАМСАРИНСКОЙ (?) СВИТЫ В РАЙОНЕ ОЗ. ОЮКТАР (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i> <b>А.А. Монгуш, Ш.Н. Ооржак, Е.К. Дружкова</b> .....	211

<i>СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕВЕНДСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ВНЕШНИХ И ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i>	
<b>З.Л. Мотова, А.В. Плюснин, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб</b> .....	214
<i>КАРБОНАТИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ</i>	
<b>И.Л. Недосекова</b> .....	217
<i>ВОЗМОЖНОСТЬ ПОСТРОЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ДАННЫМ АНАЛИТИЧЕСКОЙ МИКРОСТРАТИГРАФИИ (РФА-СИ) ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА НИЖНЕЕ МУЛЬТИНСКОЕ (АЛТАЙ)</i>	
<b>В.С. Новиков, А.В. Дарьин, В.В. Бабиц, Я.В. Ракшун, Ф.А. Дарьин, С.Е. Карачурина, Н.А. Рудая</b> .....	220
<i>U-РЬ ИЗОТОПНАЯ ДАТИРОВКА АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЛАГИОРИОЛИТОВ СКАЛЫ МОНАХ (ЮЖНЫЙ ПРИГОРОД СЕВАСТОПОЛЯ) – ВЕРХНЕЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ВОЗРАСТА ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МЫСА ФИОЛЕНТ (ЗАПАД ГОРНОГО КРЫМА)</i>	
<b>А.С. Новикова, Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, А.В. Страшко</b> .....	221
<i>ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ КЕРСКОГО ПЛУТОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА</i>	
<b>Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин</b> .....	224
<i>МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СЫНЧУТИНСКОГО БЛОКА БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ, Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ</i>	
<b>Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин, В.П. Ковач, W.L. Xu, В.А. Пономарчук</b> .....	226
<i>ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ БОРЩОВОЧНОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА (ПО МАТЕРИАЛАМ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ, 2600 м)</i>	
<b>О.В. Петров, С.Н. Кашубин, И.В. Кудрявцев, Е.Д. Мильштейн, В.В. Наркисова</b> .....	228
<i>ХРОНОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕАМГИНСКОГО, ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО И ТЫРКАНДИНСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ</i>	
<b>А.В. Пономарчук, А.Г. Дорошкевич, И.Р. Прокопьев</b> .....	231
<i>РАСПЛАВЫ И ФЛЮИДЫ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЗАБАЙКАЛЬЕ, ТУВА)</i>	
<b>И.Р. Прокопьев</b> .....	233
<i>КАЛЬЦИЕВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ И МЕЛАНОГАББРО БИРХИНСКОГО МАССИВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ) – ФАЗЫ РАННЕЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОСТРОВОДУЖНЫХ АНКРАМИТОВ</i>	
<b>Е.В. Пушкарев, А.В. Лавренчук, И.А. Готтман, Е.В. Складков</b> .....	235
<i>ФОКАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НЕСБРОСОВОГО ТИПА В ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ</i>	
<b>Н.А. Радзиминович</b> .....	238
<i>ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПЕРЕСТРОЙКИ КОРЫ В ОТКЛИКАХ <sup>234</sup>U, <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U И Hg ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПОДГОТОВКУ И РЕАЛИЗАЦИЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ В ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ</i>	
<b>С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, А.М. Ильясова, С.В. Снопков, С.А. Борняков, И.С. Чувашова</b> .....	241
<i>О РОЛИ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОБЕСПЕЧЕНИИ СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТИ ПРИБАЙКАЛЬЯ</i>	
<b>В.В. Ружич, Е.А. Левина, Л.П. Бержинская, Е.И. Пономарева</b> .....	244

<i>О ВОЗРАСТЕ ГНЕЙСОВИДНЫХ ГРАНИТОВ МАМСКОГО КОМПЛЕКСА: U-Pb (SIMS) ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ</i> <b>Е.Ю. Рыцк, С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, Н.В. Родионов, Н.Г. Бережная, А.А. Андреев, А.М. Федосенко</b> .....	246
<i>О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГНЕЙСОГРАНИТОВ МАРЕКТИНСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА КРАТОНА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): U-Pb (SIMS) ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ</i> <b>Е.Ю. Рыцк, С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, Н.В. Родионов, Н.Г. Бережная, А.А. Андреев, А.М. Федосенко</b> .....	248
<i>ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХОМОЛХИНСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ ФЛАНГ БОДАЙБИНСКОЙ ЗОНЫ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ)</i> <b>Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач, А.Е. Будяк, Е.В. Толмачева, А.В. Чугаев, Е.В. Адамская, А.М. Федосенко</b> .....	250
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ НАРЫН-КУНТЫ (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН)</i> <b>В.Б. Савельева</b> .....	253
<i>ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ И ГРАНАТ-ОЛИВИНОВЫХ ПИРОКСЕНИТОВ УНР КОМПЛЕКСА МАРУН-КЕУ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ – ПОЛЕВЫЕ ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ В МЕТАМАФИТ- МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВОМ МАССИВЕ</i> <b>А.Ю. Селятицкий, К.В. Куликова</b> .....	256
<i>СОВРЕМЕННЫЙ ПОДХОД К МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОМУ МОНИТОРИНГУ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ</i> <b>И.К. Семинский, А.В. Поспеев</b> .....	259
<i>ПОИСКИ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРИБАЙКАЛЬЕ НА БАЗЕ КОМПЛЕКСНОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ЭМАНАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА</i> <b>К.Ж. Семинский, А.А. Бобров, А.А. Михайлов, А.К. Семинский</b> .....	261
<i>СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ САЛАИРСКОГО ОРДОВИКСКОГО БАССЕЙНА</i> <b>Н.В. Сенников</b> .....	263
<i>ГИБРИДНЫЕ ГАББРО ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): СМЕШЕНИЕ СИЛИКАТНОГО И КАРБОНАТНОГО РАСПЛАВОВ?</i> <b>Е.В. Скляр, А.В. Лавренчук, Д.В. Семенова</b> .....	266
<i>РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ (490–483 МЛН ЛЕТ) КОМПЛЕКСОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЮГО-ЗАПАДНОМ СЕГМЕНТЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА</i> <b>А.В. Скобленко</b> .....	270
<i>УСЛОВИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЭКЛОГИТ-ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ</i> <b>А.В. Скобленко, К.Е. Дегтярев</b> .....	272
<i>ИСТОЧНИКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВО ВПАДИНАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ</i> <b>Т.М. Скочина, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.В. Адамская, И.Н. Бучнев, С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, В.П. Горовой</b> .....	274
<i>РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ РИОЛИТОВ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА</i> <b>Ю.В. Смирнов, В.Б. Хубанов</b> .....	276
<i>ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПОЗДНЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ – РАННЕМ КЕМБРИИ: ОТ ОКЕАНА ДО ОКЕАНА (ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ)</i> <b>Ю.К. Советов</b> .....	278

<i>МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ ОЗЕРА ЧАНЫ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)</i> <b>П.А. Солотчин, А.Н. Жданова, Э.П. Солотчина, С.К. Кривоногов</b> .....	281
<i>ЭТАПЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> <b>А.А. Сорокин, В.А. Заика, А.Ю. Кадашникова, В.А. Пономарчук</b> .....	283
<i>ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДОКС-УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В АККРЕЦИОННЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНАХ</i> <b>Ю.В. Талтыкин, Е.А. Коновалова</b> .....	285
<i>ПРИРОДА ДИЗЪЮНКТИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК ЕЕ КВАЗИПЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ В МЕНЯЮЩЕМСЯ ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ</i> <b>Т.Ю. Тверитинова</b> .....	287
<i>НОВООБРАЗОВАННЫЕ И УНАСЛЕДОВАННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ</i> <b>Т.Ю. Тверитинова, В.Б. Шмакин</b> .....	290
<i>БИОГЕОГРАФИЯ КОНОДОНТОВ ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ</i> <b>Т.Ю. Толмачева</b> .....	293
<i>МУЛЬТИТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА КАК ЛЕТОПИСЬ ЭВОЛЮЦИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕНА</i> <b>А.В. Травин, М.М. Буслов, Ю.А. Бишаев, А.А. Цыганков</b> .....	296
<i>СТРУКТУРА И ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ</i> <b>Ц.А. Тубанов, А.Н. Беседина, П.А. Предеин, Д.П.-Д. Санжиева</b> .....	299
<i>ВОЗРАСТ РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОСТРОВДУЖНОГО КОМПЛЕКСА АРЗЫБЕЙСКОГО БЛОКА: 20 ЛЕТ СПУСТЯ</i> <b>О.М. Туркина, А.Д. Ножкин</b> .....	300
<i>ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЗОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ</i> <b>М.И. Тучкова, С.Д. Соколов</b> .....	302
<i>ПРИМЕРЫ КОНТРАСТНЫХ ВЕЛИЧИН <math>T_h/U</math> В ЦИРКОНЕ АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА</i> <b>А.А. Федотова, М.О. Аносова, О.В. Астраханцев, А.В. Сомсикова, Е.В. Ханн, Т.И. Кирнозова, М.М. Фугзан</b> .....	303
<i>РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb LAICPMS ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД КУРАЙСКОЙ ПОКРОВНО-НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)</i> <b>М.А. Фидлер, М.М. Буслов</b> .....	306
<i>ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КАМОВСКОГО СВОДА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ</i> <b>В.А. Фомин, А.Г. Вахромеев</b> .....	308
<i>ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЖАРМИНСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА</i> <b>С.В. Хромых, П.Д. Котлер, В.А. Пенкина, А.С. Волосов, Д.В. Семенова, А.В. Куликова</b> .....	310
<i>СМЕШЕНИЕ МАГМ В ГРАНИТОИДАХ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ (новые данные)</i> <b>А.А. Цыганков, Г.Н. Бурмакина, В.Б. Хубанов</b> .....	313



<i>МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО И ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ</i> <b>А.И. Черных</b> .....	315
<i>ВОЗРАСТ ТРУБОК ВЗРЫВА ЧАПИНСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)</i> <b>И.С. Шарыгин, Е.А. Гладкочуб, Е.И. Николенко, Ю.В. Данилова, А.Е. Марфин, С.Ю. Скузоватов, А.С. Гладков, Н.В. Брянский, А.В. Иванов, Д.А. Кошкарев</b> .....	317
<i>ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КРАСНОЦВЕТАМ ДЖЕЖИМСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОГО ТИМАНА)</i> <b>А.В. Шацлло, А.В. Колесников, И.В. Латышева, Д.В. Рудько, Н.Б. Кузнецов</b> .....	319
<i>ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ ДОЛОМИТОВ ОСНОВАНИЯ ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ В КОНТЕКСТЕ ТЕСТИРОВАНИЯ ГИПОТЕЗ ФОРМИРОВАНИЯ «ВЕНЧАЮЩИХ КАРБОНАТОВ»</i> <b>А.В. Шацлло, И.В. Латышева, Д.В. Рудько, Б.Г. Покровский</b> .....	322
<i>ОПЫТ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ</i> <b>И.А. Шелохов, И.В. Буддо, Н.В. Мисюркеева А.С. Смирнов</b> .....	326
<i>МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ БУТУГОЛЬСКОЙ ГЛЫБЫ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА</i> <b>С.И. Школьник, В.А. Беляев, Е.Ф. Летникова, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Н.В. Брянский, А.В. Котляров, К.К. Колесов</b> .....	328
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ ВЛИЯНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ НА СОСТАВ БАЗАЛЬТОИДОВ КАНИНО-ТИМАНСКОГО РЕГИОНА</i> <b>А.М. Шмакова, К.В. Куликова</b> .....	331
<i>ИССЛЕДОВАНИЕ К/АР ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ МАРУЯМАИТА, МИЛАРИТА И ДЖЕРФИШЕРИТА С ОЦЕНКОЙ ТЕМПЕРАТУР ЗАКРЫТИЯ</i> <b>Д.С. Юдин, Б.Б. Дамдинов, Л.Б. Дамдинова, А.В. Корсаков</b> .....	333
<i>РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)</i> <b>В.А. Яковлев, И.В. Кармышева, С.Н. Руднев, Д.В. Семенова</b> .....	336
<i>ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ЕГО ГРАНИЧНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ)</i> <b>В.В. Ярмолук, А.М. Козловский</b> .....	338
<i>RADIOLARIAN AGE AND GEOCHEMISTRY OF CHERTS FROM THE DELIIN-ULAAH AREA, THE NORTHEASTERN PART OF THE KHARHORIN TERRANE (CENTRAL MONGOLIA)</i> <b>D. Sharav, T. Oyunchimeg, D. Erdenechimeg</b> .....	340
<i>GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF EARLY MESOZOIC GRANITIC ROCKS OF IKH-UUL AREA, TARBAGATAI BLOCK IN THE CENTRAL MONGOLIA</i> <b>N. Tungalag, Ts. Oyunchimeg, S. Baasansuren, B. Gombodorj, G. Orgil</b> .....	342
<b>Авторский указатель</b> .....	343



## МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПИРОПОВЫХ ГРАНАТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

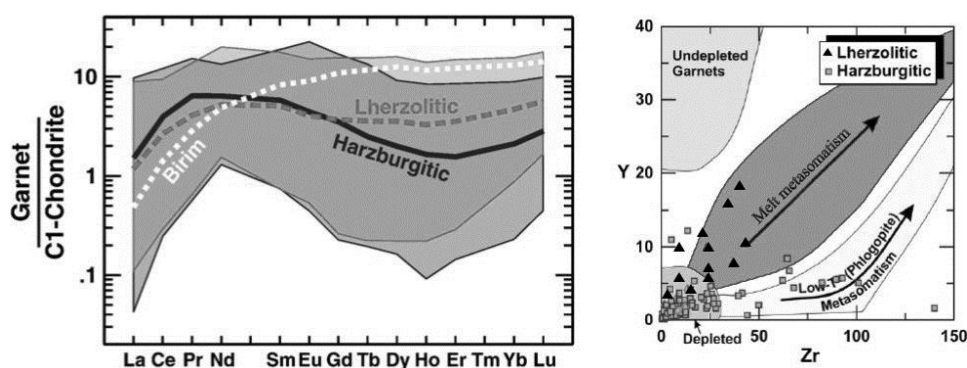
А.М. Агашев<sup>1</sup>, И.В. Серов<sup>2</sup>, Д.А. Кошкарев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Agashev@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Мирный, АК «АЛРОСА» (ПАО), SerovIV@alrosa.ru, KoshkarevDA@alrosa.ru

Гранат является важнейшим индикаторным минералом кимберлитов и используется при поисковых работах шлихоминералогическим методом с 50-х годов прошлого столетия. В дальнейшем химизм гранатов перидотитового парагенезиса стал использоваться для оценки алмазности кимберлитов [1]. В последнее десятилетие в связи с развитием методов анализа состава редких и редкоземельных элементов методом ИСП-МС с лазерной абляцией появилось много данных по геохимическому составу гранатов, в том числе включений в алмазах. Редкоэлементный состав гранатов несет много информации об эволюционных процессах в литосферной мантии [2–4]. Изучение и систематизация этих данных и получение новых позволят выработать геохимические критерии алмазности, по аналогии с тем, как были выработаны критерии по содержанию основных окислов в гранатах.

Породы литосферной мантии древних кратонов изначально были сформированы как рститы после экстракции расплавов высоких степеней частичного плавления. Эти породы теоретически не могут быть алмазоносны, так как сформированы при высоких температурах, вне области стабильности алмаза. Соответственно, алмаз является вторичным, наложенным минералом, кристаллизовавшимся в породах истощенной литосферной мантии при привносе вещества извне. Литературные данные по геохимическому составу гранатов включений в алмазах из кимберлитов всех регионов мира суммированы в работах [5, 6]. Согласно этим работам, все перидотитовые гранаты-включения в алмазах, за исключением района Бирим (Гана), имеют неравновесный «синусоидальный» характер распределения РЗЭ. Это означает, что гранаты захватывались алмазом в процессе формирования данных гранатов, т.е. рост гранатов и алмазов происходил в рамках одного процесса. Таким процессом может быть метасоматическое преобразование истощенных пород литосферной мантии при привносе вещества карбонатсодержащими флюидами и расплавами [3, 4]. Содержание таких индикаторных элементов, как Zr и Y, в гранатах включениях в алмазы обычно низкое, с преобладанием Zr над Y. Попадая в поле деплетированных гранатов, они образуют тренд, соответствующий флогопитовому метасоматозу по [6]. Но по данным авторов, диаграмма Гриффина не учитывает преметасоматические гранаты, деплетированные гранаты в этой схеме являются метасоматическими, гранаты с синусоидальным распределением РЗЭ не ассоциированы с флогопитом [2]. Так как много гранатов содержат мало Zr и Y и неразличимы на диаграмме Гриффина, авторы разработали новую схему с диаграммой Zr – Y в логарифмическом масштабе, на которой отчетливо видны поля всех генетических групп (рисунок).



Геохимический характер гранатов включений в алмазы [4].

Упрощенную схему эволюции составов граната при метасоматозе можно разбить на два этапа: первый, низкотемпературный, этап с преимущественно флюидным и карбонатитовым характером метасоматоза и второй, высокотемпературный, с поступлением силикатных расплавов. На начальном этапе формируются гранаты с высоким содержанием средних редкоземельных элементов (СРЗЭ, Pr-Eu) и наиболее выраженной синусоидальностью распределения. Для этого этапа также характерно повышение содержаний Zr и высокие Zr/Y отношения. В процессе роста постепенная эволюция состава гранатов выражается, прежде всего, в повышении содержания CaO и выполаживании кривой распределения РЗЭ, в результате состав гранатов начинает соответствовать лерцолитовому парагенезису по содержанию главных элементов. Процесс роста алмазов не прекращается по достижении гранатами состава лерцолитовой области, о чем свидетельствуют гранаты-включения в алмазах лерцолитового состава, но распределение РЗЭ в этих гранатах еще остается синусоидальным. При дальнейшем привносе метасоматических компонентов начинается кристаллизация клинопироксена и гранаты приобретают типичный лерцолитовый состав, обогащаясь тяжелыми РЗЭ, Al и Mg при понижении содержания Cr. На этом этапе кристаллизация алмаза заканчивается, видимо потому что метасоматический агент становится высокотемпературным силикатным расплавом, содержащим мало углерода и окислительным, что приводит к резорбции алмаза.

Таким образом, существуют теоретические предпосылки для разработки геохимического критерия алмазоносности кимберлитов по составу гранатов. Для этого, прежде всего, необходимо изучение геохимического состава представительных выборок гранатов из кимберлитовых тел с известной алмазоносностью. На данный момент в качестве критерия можно использовать синусоидальность распределения нормированных по составу хондрита РЗЭ. Этот критерий можно выразить отношением  $Sm/Er_n = (Sm_{Grt}/Sm_{Ch}) / (Er_{Grt}/Er_{Ch})$ , если  $Sm/Er_n > 1$ , то распределение имеет синусоидальную форму и гранат относится к потенциально алмазоносной ассоциации. Дополнительно можно использовать соотношение содержаний Y и Zr. Гранаты-включения в алмазах характеризуются высоким Zr/Y отношением, что может служить признаком потенциальной алмазоносности.

- [1] Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. V. 40. P. 39–52.
- [2] Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S. Metasomatism in the lithospheric mantle roots: constraints from WR and minerals chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160–161. P. 201–215.
- [3] Похиленко Н.П., Агашев А.М., Лутасов К.Д., Похиленко Л.Н. Карбонатитовый метасоматоз деплетированных перидотитов литосферной мантии: Связь с алмазообразованием и выплавкой магм карбонатит-кимберлитовой ассоциации // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 361–383.
- [4] Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P. Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia // Geoscience Frontiers. 2017. V. 8. № 4. P. 641–651.
- [5] Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris J.W., Leost I., Tappert R., Viljolen K.S. The trace element composition of silicate inclusion in diamonds: a review // Lithos. 2004. V. 77. P. 1–19.
- [6] Griffin W.L. et al. Lithospheric mapping beneath the North American plate // Lithos. 2004. V. 77. P. 873–922.



## ИСТОЧНИКИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ЗАШИХИНСКОГО МАССИВА (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ) НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И Nd ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

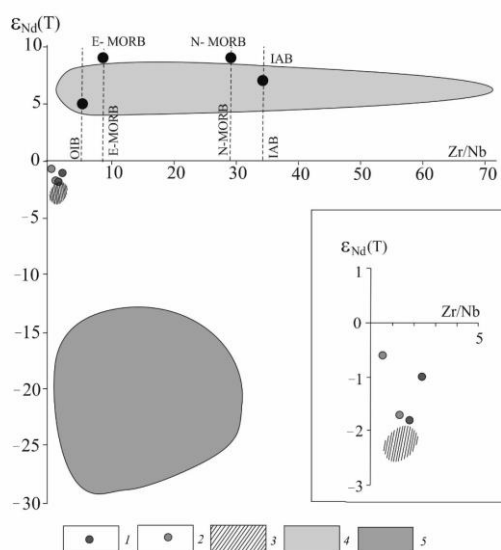
Н.В. Алымова, А.А. Воронцов, С.И. Дриль

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

Среди месторождений редкометалльного стратегического сырья в пределах складчатого обрамления Сибирского кратона значимая роль принадлежит массивам, связанным с проявлениями щелочно-гранитного магматизма. Одним из них является Зашихинский массив (Иркутская область), вмещающий одноименное Ta-Nb месторождение.

В массиве выделяются три разновидности гранитов: амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые (тип 1), кварц-альбит-микроклиновые (тип 2), кварц-альбитовые и альбититы (тип 3). Границы между ними нечеткие, с постепенными переходами. Породы отвечают ряду щелочные граниты – умеренно-щелочные лейкограниты, характеризуются высокой железистостью ( $Fe/(Fe+Mg)=0.89–0.99$ ) и относятся к пересыщенным щелочами гранитам ( $A/NK=0.79–1.10$ ). Во всех разновидностях гранитов отмечается высокое содержание большинства несовместимых элементов (Li, Rb, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, REE), существенное обогащение тяжелыми лантаноидами ( $(La/Yb)_n=0.1–0.9$ ), наличие отрицательной европиевой аномалии [1].

Породы характеризуются значениями  $\epsilon_{Nd}(T) -1.0$  и  $-1.8$ , которые близки к  $\epsilon_{Nd}(T)$  для гранитов Катугинского комплекса [2], близкого по рудно-формационному типу, и на диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T) - Zr/Nb$  образуют общее поле составов массивов (рисунок). Различие в составе исходных гранитоидных магм связано с рядом факторов, в том числе с разной степенью вклада мантийного и корового компонента. Например, на значительную долю мантийного вещества при формировании гранитов указывают вариации  $\epsilon_{Nd}(T) +4.4...+6.5$  в Халдзан-Бурегтейском массиве (Монголия) (рисунок), в котором образование щелочных пород связано с глубокой кристаллизационной дифференциацией базитовой магмы [3]. В строении Зашихинского массива не обнаружены базитовые тела, состав которых можно было принять за состав первичных мантийных магм, поэтому можно допустить преобладание корового вещества в источнике магмообразования. Это подтверждается Nd изотопными данными. Величины  $\epsilon_{Nd}(T)$ , рассчитанные на возраст 252 млн лет [4], для двух проб составляют  $-1.0$  и  $-1.8$ . Вероятными коровыми компонентами могут быть



### Соотношение изотопного состава Nd и Zr/Nb в породах Зашихинского массива.

1 – граниты Зашихинского массива; 2 – граниты Катугинского массива; 3 – область гранитов огнитского комплекса; 4 – область пород Халдзан-Бурегтейского массива [3]; 5 – область пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса [6].

как среднепалеозойские гранитоиды огнитского комплекса с низкими значениями  $\epsilon_{Nd}$  (от  $-2.0$  до  $-2.3$  [5]), так и докембрийские гранитогнейсовые образования фундамента Сибирского кратона с отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}$  [6]. Для них величины  $\epsilon_{Nd}$ , пересчитанные на возраст формирования гранитоидов Зашихинского массива, укладываются в диапазон от  $-14.1$  до  $-27.1$  (рисунок).

Для выявления природы исходных магм и механизмов формирования щелочно-гранитных массивов применяют канонические отношения содержаний несовместимых элементов [3]. Так, например, постоянство величин Zr/Nb, Yb/Ta, Y/Nb, Nb/U, Th/La в разных типах ассоциирующих друг с другом пород указывает на общий для них магматический источник. Изменение этих отношений может свидетельствовать либо о добавлении в область магмообразования новых порций расплавов с другими соотношениями элементов, либо о появлении минеральных фаз, которые избирательно концентрируют редкие элементы. В случае пород Зашихинского массива, как и Катугинского массива, на графике в координатах  $\epsilon_{Nd}(T) - Zr/Nb$  фигуративные точки составов смещены в сторону низких значений Zr/Nb и отклоняются от предполагаемой линии смещения, связывающей составы мантийных источников типа OIB с коровыми источниками, представленными составом огнитских гранитов (или бугульминского комплекса [7]) и гранитно-метаморфических комплексов Сибирского кратона. Такое смещение согласуется с появлением минералов-концентраторов ниобия в остаточных расплавах и подтверждает сделанные ранее выводы о кристаллизационной дифференциации [8].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00261\_a.

- [1] Alymova N.V., Vladykin N.V. Geochemistry, mineralogy and ore content of alkaline granite magmatism of East Sayan zone (on the example of Zashikhinsky deposit) // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis / Eds. N.V. Vladykin. Cham: Springer, 2021. P. 63–80.
- [2] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B. et al. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // Ore Geology Reviews. 2017. V. 91. P. 246–263.
- [3] Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко Д.В., Козловский А.М., Андреева И.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Вариации изотопного состава неодима и канонических отношений содержаний несовместимых элементов как отражение смещения источников щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометалльного месторождения, Западная Монголия // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 249–275.
- [4] Архангельская В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // Отечественная геология. 1997. № 5. С. 7–10.
- [5] Лыхин Д.А., Воронцов А.А. Новые изотопные Sr-Nd характеристики магматических пород и руд Снежного бериллиевого месторождения // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 230–232.
- [6] Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 410 с.
- [7] Воронцов А.Е. Петрология и геохимия нижнепалеозойских гранитоидов бугульминского интрузивного комплекса (Восточный Саян): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1968. 295 с.
- [8] Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. Т. 24. № 5. С. 554–568.



## ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

С.А. Анисимова, Е.Н. Афанасьева, Л.Б. Макарьев, М.В. Павлов, В.А. Калина

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Svetlana\_Anisimova@vsegei.ru, Elena\_Afanasyeva@vsegei.ru, Leonid\_Makariev@vsegei.ru, Mikhail\_Pavlov@vsegei.ru, Viktoriya\_Kalina@vsegei.ru

В отложениях рифея складчатого обрамления южной части Сибирской платформы установлены пять региональных горизонтов: раннерифейский – пурпольский, среднерифейские – медвежевский и баллаганахский, позднерифейские – дальнетайгинский и жуинский [4–7].

Выделение перечисленных горизонтов соответствует унифицированной схеме рифея Средней Сибири и материалам рабочих стратиграфических схем [3, 11, 12].

На российской конференции по проблемам геологии докембрия «Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения» в ИГГД РАН коллективом сотрудников АО «СНИИГ-ГиМС» и ИНГГ СО РАН под методическим руководством ВНИГНИ и Секции докембрия СибРМСК был представлен макет стратиграфической схемы вендских отложений Сибирской платформы [8].

Для обсуждения на заседании Бюро Межведомственного стратиграфического комитета этого макета необходимо всесторонне обдумать вопрос о корреляции дальнетайгинского и жуинского горизонтов (упраздненных в представленной схеме) с отложениями вилючанского горизонта венда Сибирской платформы.

Несомненно, вилючанский горизонт венда для стратиграфической схемы внутренних районов восточной части Сибирской платформы необходим как местное литостратиграфическое подразделение (продуктивный горизонт) [14]. Вопрос касается нижней границы венда: если она будет принята в 680 млн лет, то все серии свит (байкальская, оселковская и др.), которые сопоставлялись с дальнетайгинским и жуинским горизонтами и относились к верхнему рифею, будут отнесены к венду, а если, по утвержденной ОСШ России, нижняя граница венда останется в 600 млн лет, то перечисленные серии свит остаются отнесенными к верхнему рифею [13].

Действительно, за 100-летнюю историю было получено много новых хемотратиграфических, геохронологических, палеонтологических и минерагенических данных, которые направлены на создание минерально-сырьевой базы России, а также на развитие фундаментальной науки.

В Прибайкалье байкальская серия начинается с голоустенских кварцевых песчаников, перспективных на высококачественное кварцевое и кремниевое сырье. Вишневые аргиллиты, алевролиты являются рудовмещающими на вольфрам и молибден. Улунтуйская свита содержит стратиформное свинцово-цинковое и марганцевое оруденение (Таборное, Барвинское) в карбонатных породах. Гравелитопесчаники и углеродистые алевропелиты качергатской свиты являются рудоносными на золотосульфидный тип минерализации. Полученные датировки детритовых цирконов (от 1718 до 3555 млн лет) не дают корректных ограничений [10].

Вопрос о корректности геохронологических данных ( $560 \pm 30$  млн лет, Pb-Pb) и сравнение  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  из карбонатов улунтуйской свиты с известными разрезами только на основании изотопно-геохронологических определений еще не решен, а полученные данные показывают омоложение возраста. Значения возраста детритовых цирконов близки к корректным ограничениям от  $631 \pm 20$  до 2929 млн лет [9].

В Патомском районе строматолитовые и микрофитолитовые карбонатные породы от мариинской до ченчинской свиты показывают закономерные изменения содержаний U – от 6.2 до 11.8 ppm, C орг. – от 0.36 до 0.07 мас. % и Sr – от 784 до 1024 ppm в последней. Максимальные

содержания Mn (2276 ppm) в карбонатах валюхтинской свиты определяются в основном спецификой мелководного магнезиального карбонатообразования, что противоречит корреляции с вилючанским горизонтом.

В Бодайбинском районе к верхнему рифею отнесена ныгринская серия с бужуихтинской, угаханской, хомолхинской и имняхской свитами. Разрезы отложений этих свит характеризуются чередованием существенно терригенных углеродистых и терригенно-карбонатных литолого-стратиграфических подразделений. Углеродистые песчано-сланцевые отложения хомолхинской свиты являются рудовмещающими на месторождениях Сухой Лог, Западное, Центральное.

Золотое оруденение установлено также в породах бужуихтинской, имняхской и догалдынской свит [2]. Большой частью золоторудные тела завершают формирование рудоносных магматических комплексов или их отдельных фаз, образуя рудно-магматические системы.

В Бодайбинском районе вышезалегающие верхнерифейские отложения жуинского горизонта представлены аунакитской, вачской свитами, а вендские отложения юдомского горизонта – анангрской, догалдынской и илигирской свитами. Аунакитская свита является рудовмещающей для золоторудных месторождений (Верный, Первенец, Невское). Отложения аунакитской и вачской свит верхнего рифея представлены углеродистыми сланцами, которые в Патомском районе фациально замещаются биогермными известняками ченчинской свиты. Существует несколько точек зрения на механизм формирования специфической металлоносности обогащенных ОВ отложений. Было показано, что концентрирование органофильных металлов (V, Mo, U и др.) осуществляется главным образом микроорганизмами из морской воды, однако никаких палеонтологических остатков в вышеперечисленных подразделениях в представленной схеме не указано. Накопление металлов путем сорбции ОВ подтверждается также экспериментальными данными. Установленные закономерности обогащения углеродистых осадков как современных, так и древних бассейнов подтверждаются для Mo, V, Ni, Cu, Ag, Au и других элементов [12].

Биостратиграфическая характеристика вилючанского горизонта по органостенным микрофоссилиям, которые являются типовыми для ранне- и среднеэдиакарских ассоциаций Австралии и Китая, позволяют сделать вывод о соответствии объемов венда ОСШ и эдиакария МСШ, несмотря на строматолитовые ассоциации Сибири и Китая, которые прекрасно коррелируются между собой [15].

Из биостратиграфической характеристики схемы полностью исключены строматолиты, микрофитолиты, водоросли, которые представляют километровые карбонатные образования рифея и венда и способствовали накоплению ассоциаций полезных ископаемых. Необходимо корректно относиться к находкам органических остатков во всех свитах дальнетайгинского и жуинского уровня; в новой представленной схеме толщи выглядят «немыми» и охарактеризованы только остатками из терригенных отложений [12].

В конечном итоге макет региональной стратиграфической схемы вендских отложений Сибирской платформы [8] требует дополнений находками органических остатков предшественников и уточнений стратиграфических границ и таксонов.

- [1] Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР – России. Ее значение, назначение и совершенствование. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 24 с.
- [2] Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ЦНИГРИ, 2014. 215 с.
- [3] Краевский Б.Г., Якишин М.С., Наговицин К.Е. Региональная стратиграфическая схема рифейских отложений западной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 7. С. 4–14.
- [4] Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000. Иркутск: Изд-во ВостСибНИИГГиМС, 2006. 214 с.
- [5] Летникова Е.Ф., Летников Ф.А., Кузнецов А.Б., Школьник С.И., Резницкий Л.З., Турченко Т.Л. Генезис Mn руд и их расположение в осадочных бассейнах восточного сегмента Палеоазиатского океана: Sm-Nd изотопные и геохимические свидетельства // ДАН. 2011. Т. 439. № 6. С. 789–794.
- [6] Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.
- [7] Летникова Е.Ф., Летников Ф.А., Школьник С.И., Черкашина Т.Ю., Резницкий Л.З., Вишневская И.А. Изотопная Nd-систематика венд-раннекембрийских осадочных руд северного сегмента Палеоазиатского океана // ДАН. 2016. Т. 466. № 1. С. 78–83.
- [8] Макет региональной корреляционной стратиграфической схемы вендских отложений Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2022. 152 с.

- [9] Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений ипситской свиты карагасской серии (сянский сегмент Саяно-Байкало-Патомского пояса) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1313–1329.
- [10] *Постановление по стратиграфическим схемам докембрия, палеозоя и мезозоя северо-востока России* // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб.: ВСЕГЕИ. 2003. Вып. 34. С. 6–9.
- [11] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.
- [12] Станевич А.М., Вахромеев А.Г. Стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкальской складчатой области: Справочник. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ, 2018. 46 с.
- [13] *Стратиграфический кодекс России*. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- [14] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- [15] Shuhai Xiao, Bing Shen, Qing Tang, Alan J. Kaufman, Xunlai Yuan, Jianhua Li, Maiping Qian. Biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the age of Early Neoproterozoic carbonate successions in North China // *Precambrian Research*. 2014. V. 246. P. 208–225.





## БАЗА ДАННЫХ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ТЕРРЕЙНОВ СИХОТЭ-АЛИНЬ-СЕВЕРО-САХАЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

М.В. Архипов<sup>1</sup>, Г.З. Гильманова<sup>1</sup>, А.С. Тютюник<sup>1</sup>, О.В. Рыбас<sup>1</sup>, А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, arhipov\_mv@mail.ru

<sup>2</sup>Москва, Геологический институт РАН

Современные базы данных – это упорядоченный набор структурированной информации или данных, которые хранятся в электронном виде в компьютерной системе. Они представляют собой эффективные инструменты и средства решения разнообразных научных задач. В огромном ряду средств информационного обеспечения научных и мониторинговых исследований в науках о Земле электронные базы фактографических данных занимают особое место. Сосредоточенные в этих базах огромные массивы информации и существующее разнообразное программное обеспечение открывают перед учеными большие возможности поиска конкретных данных и их анализа. Особое место среди многочисленных баз данных в науках о Земле занимают геохронологические, являющиеся, по сути дела, фундаментом, на который проецируются все остальные характеристики. В настоящей работе мы представляем первую попытку организовать такую базу по возрасту детритовых цирконов из осадочных пород аккреционных террейнов, выполняющих современную структуру Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

С учетом имеющихся мировых баз геолого-структурных, геохронологических, палеомагнитных и других данных [1–8, 11–14] была разработана структура базы данных по геохронологии детритовых цирконов террейнов Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. За основу были взяты структуры двух реляционных баз данных – это «Global Paleomagnetic Database» [9] и «Relational database of global U-Pb ages» [10].

База данных состоит из трех взаимосвязанных файлов (таблиц): 1) данные о географическом положении образца, геологической структуре, стратиграфическом возрасте, типе породы и прочее – SA\_Sample\_Details; 2) библиографические данные – SA\_Reference\_Details; 3) данные об изотопном ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) возрасте исследованных зерен с указанием ошибки определения ( $2\sigma$ ) – SA\_Data\_Sample. Эти три таблицы интегрированы в реляционную систему управления базами данных Microsoft Office Access.

Приложение SA\_Data\_Sample включает 21 характеристику: Sample\_key – номер образца в базе данных; Ref\_key – номер статьи-источника в базе данных; Sample\_ID – номер образца, который указан в источнике; Continent – континент; Country – страна; Region – регион; Major\_geog. – географическая привязка объекта; Minor\_geol – геологическая привязка объекта; Locality – указывается более точная область исследований; Latitude – широта; Longitude – долгота; Est\_deposit – минимальный возраст цирконов в пробе; Max\_deposit – максимальный возраст цирконов в пробе; Table – номер таблицы в оригинальной работе; Mineral – минерал, по которому проводилось датирование; Mass\_spectrum – метод датирования; Class\_1 – тип породы: осадочные, интрузивные, метаморфические и др.; Class\_2 – название породы; Class\_3 – описание породы и минералов; Sample\_count – количество исследованных зерен в пробе; Notes – заметки.

Приложение SA\_Sample\_Details включает 9 характеристик: Sample\_key – номер образца в базе данных; Sample\_ID – номер образца, который указан в оригинальном источнике; Sample\_grain – номер зерна из образца;  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ \_Age – возраст в миллионах лет, полученный по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  методу;  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ \_2 $\sigma$  – величина двойного стандартного отклонения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста;  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ \_Age – возраст в миллионах лет, полученный по  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  методу;  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ \_2 $\sigma$  – величина двойного стандартного отклонения  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -возраста;  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ \_Age – возраст в миллионах лет, полученный по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  методу;  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ \_2 $\sigma$  – величина двойного стандартного отклонения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста.

Приложение SA\_Reference\_Details содержит библиографическую информацию о статье-оригинале: Ref\_key – номер статьи-источника в базе данных; Lead\_author – первый автор статьи;

Year – год издания статьи; Journal\_FK – название журнала; Volume – том издания; Issue – выпуск журнала; Pg\_1st – номер первой страницы статьи; Pg\_last – номер последней страницы статьи; Title – название статьи; Article\_link – ссылка на статью; Data\_link – ссылка на геохронологические данные.

Начат сбор информации и наполнение этой базы данных. К настоящему времени в базу данных добавлено 52 определения (всего 3868 зерен цирконов). Анализы выбраны из 12 статей как отечественных, так и зарубежных авторов. Архитектура входящих в базу данных таблиц, содержание полей позволяют проводить разного рода обработку данных, создавать запросы и выборки. При согласованности критериев отклонения анализов (все данные приведены к  $2\sigma$ ) возможна дальнейшая группировка данных во временные интервалы с последующей разработкой равномерно распределенных последовательностей временных рядов и построением возрастных гистограмм. Гистограммы могут быть пересчитаны в относительные распределения вероятностей возраста изученных зерен цирконов. В будущем, при достаточном наполнении базы данными, возможно проводить кросс-корреляционный и спектральный анализ, с помощью которых можно будет определить степень согласованности временных рядов и их периодичность из различных тектонических блоков. Возможна также оценка эволюции континентальной коры с учетом типов пород, используемых при оценке распределения возраста. В дальнейшем, при достаточном наполнении и кондиционности базы данных, кластерный анализ может дать информацию о конкретном геологическом районе и его характеристиках.

Исследование поддержано российско-японской программой научного сотрудничества между РФФИ (грант № 21-55-50001) и JSPS (грант № 120214804).

- [1] Синькова Е.А., Петров О.В., Ханчук А.И., Шевченко С.С., Снежко В.В., Халенев В.О., Бучнев И.Н., Сергеев С.А. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России – базовый информационный ресурс для геологической отрасли страны // Региональная геология. 2022. № 90. С. 5–14.
- [2] Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 288. № 1–2. P. 115–125.
- [3] *Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents* (GEOROC). <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>.
- [4] Korhonen K., Donadini F., Riisager P., Pesonen L.J. GEOMAGIA50: An archeointensity database with PHP and MySQL // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2008. V. 9. Q04029.
- [5] Lehnert K., Su Y., Langmuir C., Sarbas B., Nohl U. A global geochemical database structure for rocks // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2000. V. 1. № 1012.
- [6] *Paleobiology Database* (PBDB). <https://paleobiodb.org>.
- [7] Pesonen L.J., Bylund G., Torsvik T.H., Elming S.-A., Mertanen S. Catalogue of paleomagnetic directions and poles from Fennoscandia: Archean to Tertiary // *Tectonophysics*. 1991. V. 195. P. 151–207.
- [8] Peters S.E., Zhang C., Livny M., Re C. A machine reading system for assembling synthetic paleontological databases // *PLOS ONE* 2014. V. 9. e113523.
- [9] Pisarevsky S.A. New edition of the Global Paleomagnetic Database. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*. 2005. V. 86. № 17. P. 170. doi:10.1029/2005EO170004.
- [10] Puetz S.J. A relational database of global U-Pb ages // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 877–891.
- [11] Puetz S.J., Ganade C.E., Zimmermann U., Borchardt G. Statistical analyses of global U-Pb database 2017 // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 121–145.
- [12] Puetz S.J., Spencer C.J., Ganade C.E. Analyses from a validated global U-Pb detrital zircon database: Enhanced methods for filtering discordant U-Pb zircon analyses and optimizing crystallization age estimates // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 220. 103745.
- [13] Voice P.J. The Global Detrital Zircon Database: Quantifying the Timing and Rate of Crustal Growth. Dissertation of Doctor of Philosophy in Geosciences. 2010. 273 p.
- [14] Wu Y., Fang X., Liao S., et al. Zircon U-Pb geochronology of the Chinese continental crust: a preliminary analysis of the Elsevier science database // *Big Earth Data*. 2019. doi:10.1080/20964471.2019.1576261.



## ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЦАСП

Р.А. Бадмацыренова

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

В работе на основе детального изучения ультрабазит-базитовых комплексов Западно-Забайкальского сегмента ЦАСП показаны особенности проявления островодужного и аккреционно-коллизионного ультрабазит-базитового магматизма.

На островодужном этапе (750–850 млн лет) ультрабазит-базитовый магматизм проявился в небольших масштабах и имел ареальный характер развития среди вмещающих позднепротерозойских осадочно-вулканогенных образований. К этому этапу относятся несколько перидотит-габбровых массивов: Метешихинский (809.2±5.9 млн лет [5]), Урбиканский (750±6 млн лет [4]), Массив Острая Сопка (844±6 млн лет [6]).

С аккреционно-коллизионным этапом (484–496 млн лет) связано формирование расслоенных низкотитанистых низкощелочных ультрабазит-базитовых интрузий, которые по вещественным особенностям можно рассматривать как проявления надсубдукционного мантийного магматизма, сходного по своим геохимическим характеристикам с островодужными высокоглиноземистыми перидотит-троктолит-габбровыми ассоциациями. Их отнесение к аккреционно-коллизионному этапу стало возможным только после изотопно-геохронологических исследований [3]. К этому типу относятся массивы: Запевалихинский (487±25 млн лет [3]), Шильдырхейский (496±28 млн лет [3]), Тебинский (490 млн лет [2]), Мажалыкский (484±2 млн лет [3]).

Метешихинский массив расположен в междуречье рек Метешиха и Большая Речка, правых притоков р. Селенги, в 80 км от впадения ее в оз. Байкал. Он вытянут в северо-восточном направлении при общей длине около 8 км и максимальной ширине 2.5 км. В строении массива участвуют две группы пород – мафитовая, составляющая основной объем массива, и ультрамафитовая, соответствующие двум интрузивным фазам. Первая включает расслоенную серию пород, обогащенных интеркумулусным амфиболом и варьирующихся по составу от оливиновых габбро до лейкократовых габбро и анортозитов; вторая сложена верлитами, плагиоверлитами и оливиновыми клинопироксенитами.

По содержанию кремнезема и щелочей породы массива относятся к основным породам нормального ряда ( $\text{SiO}_2$  43–53 мас. %, сумма щелочей 0.43–5.00 мас. %) и характеризуются высокой глиноземистостью (7.14–30.00 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и низкой титанистостью (0.1–1.0 мас. %  $\text{TiO}_2$ ), бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ ). Магнезиальность пород колеблется от  $\text{Mg}\# = 60$  в перидотитах до  $\text{Mg}\# = 14$  в лейкогаббро. Спектры распределения РЗЭ в породах массива обладают однотипным слабофракционированным трендом распределения с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и величиной  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.25\text{--}2.75$ . На спайдердиаграмме видны отрицательные аномалии K, Th, Nb, Zr и максимумы Ba, U, Sm и Sr, что характерно для толеитовых базальтов современных островных дуг. Состав исходного расплава для пород первой фазы соответствует толеитовому базальту нормального ряда с содержанием воды 0.2–0.5 мас. %, кристаллизация которого могла происходить при давлении 3.0–3.5 кбар и активности кислорода, соответствующей буферу QFM [5]. Расчеты проводились с помощью программного комплекса «Comagmat» [1].

Шильдырхейский массив образует в плане тело округлой формы, восточная часть которого отсечена от карбонатных пород прямолинейной зоной разрывного нарушения. Интрузия площадью около 20 км<sup>2</sup> занимает центральную часть мульдообразного прогиба, непосредственно контактируя с юга, запада и севера с карбонатными образованиями. По отношению к складчатой структуре ее можно рассматривать как полусогласное тело. Шильдырхейский массив представлен ультрамафитовыми, субультрамафитовыми и мафитовыми группами пород, различающимися по минеральному и химическому составу. Ультрамафитовая группа пород объединяет плагиодуниты и плагиоперидотиты (плагиоверлиты). Субультрамафитовой группе отнесены мелано

разновидности троктолитов и оливиновых габбро. Мафитовая группа представлена анортозитами, троктолитами, габбро и габбро-норитами.

По химическому составу породы массивов образуют ряд, отвечающий натровым высокомагнезиальным и высокоглиноземистым базитам крайне низкотитанистого, низкощелочного, низкофосфорного уклона. Породы недосыщены кремнеземом, характеризуются низкой железистостью. Петрохимический тренд для всех пород обоих массивов однотипен и сводится к постепенному накоплению в них  $\text{Si}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  и щелочей и уменьшению фемических компонентов ( $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) в процессе фракционной кристаллизации. Близкие содержания элементов-примесей в массивах свидетельствуют о том, что расслоенные габброиды образовались в результате фракционирования единого базальтового расплава. Для обоих массивов характерны идентичные распределения РЗЭ: слабая обогащенность легкими РЗЭ, сильная положительная Eu-аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза, плоское или слабообедненное содержание тяжелых РЗЭ по отношению к хондриту  $\text{C1}$ ,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$  отношение 1–3. Нормированное содержание РЗЭ при значительных вариациях не превышает 10 хондритовых значений. Численное моделирование процесса кристаллизации рассчитанных вариантов исходных расплавов было проведено с применением программного комплекса «Comagmat» [1]. Судя по результатам модельных расчетов, исходные расплавы для верлит-пироксенит-троктолит-габбрового Шильдырхейского массива отвечали составу высокоглиноземистых пикробазальтов, кристаллизовавшихся в интервале давлений 6–3 кбар, температур – 1530–1120 °С и вариациях активности кислорода в пределах, задаваемых буферами от вюстит-магнетитового (WM) до кварц-фаялит-магнетитового (QFM).

Проведенный анализ показывает, что для палеогеодинамических реконструкций в глубокоэродированных складчатых областях наиболее корректной является оценка первичного состава базит-ультрабазитовых породных групп. Основываясь на составе первичных базитовых магм, можно утверждать, что для островодужных ультрамафит-мафитовых массивов Западного Забайкалья характерен более высокомагнезиальный и низкотитанистый состав исходного расплава, в то время как более позднему проявлению ультрамафит-мафитовому магматизму свойствен высокоглиноземистый состав исходного расплава.

- [1] Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
- [2] Изох А.Э., Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Токарев В.Н. Ордовикские габброидные ассоциации Горной Шории и Салаира и их геодинамическая интерпретация // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995. С. 200–202.
- [3] Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балькин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.
- [4] Мальшев А.В. Новые петролого-геохимические данные по ультрамафит-мафитовым комплексам Западного Забайкалья (Метешихинская группа массивов) // Геология Западного Забайкалья: Материалы Всероссийской молодежной конференции. Улан-Удэ: БГУ, 2011. С. 82–95.
- [5] Орсов Д.А., Мехоношин А.С., Гордиенко И.В., Бадмацыренова Р.А., Канакин С.В., Травин А.В., Волкова М.Г. Рифейский островодужный метешихинский перидотит-габбровый массив (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1549–1571.
- [6] Якимов Т.С., Мальшев А.В., Кислов Е.В. Состав и условия образования позднепротерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Западного Забайкалья // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 17–22.



## ГРАДОСТРОИТЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ УЯЗВИМОСТИ ТЕРРИТОРИЙ ПРИ ОБЕСПЕЧЕНИИ СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТИ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Л.П. Бержинская<sup>1,2</sup>, В.В. Ружич<sup>1</sup>, Я.Б. Радзиминович<sup>1,3</sup>, О.И. Саландаева<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Berj.LP@yandex.ru, ruzhich@crust.irk.ru, \_ian@crust.irk.ru, salandaeva@rambler.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Иркутский научно-исследовательский технический университет

<sup>3</sup> Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН

Градостроительный подход при оценке сейсмической уязвимости городских территорий включает множество аспектов, влияющих на итоговый результат сейсмобезопасности каждого из населенных пунктов. Одной из острых проблем крупных городов является оценка уязвимости существующего жилищного фонда, находящегося в эксплуатации не одно десятилетие. Чем крупнее город и чем больше его промышленный потенциал, тем многообразнее его застройка, тем сложнее инженерная, транспортная и социальная инфраструктура.

Актуальность данного исследования – это получение количественных показателей риска как результат возможных последствий расчетного землетрясения, на основании достоверных оценок уязвимости строительных объектов и систем инженерной инфраструктуры; поиск путей по достижению приемлемого уровня риска и минимизация потерь от землетрясений.

Научная новизна обусловлена тем, что в рамках одной работы, на примере г. Ангарска предложен методический подход, позволяющий комплексно оценить влияние сейсмической опасности и уязвимости строительных объектов и систем инженерной инфраструктуры на обеспечение сейсмобезопасности городов Прибайкалья.

Сейсмическая уязвимость всецело связана с размерами населенного пункта. Основными объектами риска являются: население, жилые и общественные здания, объекты городской инфраструктуры и промышленные объекты, причем уязвимость объектов риска в значительной мере будет зависеть и от силы сейсмического воздействия, и от уровня сейсмической надежности (сейсмостойкости) зданий, в которых будут находиться люди во время землетрясения. Разные типы зданий характеризуются разной конструктивной уязвимостью, на которую кроме класса сейсмостойкости влияет качество строительства и эксплуатации, уровень физического и сейсмического износа, а также целый ряд других факторов: от незаконных конструктивных перепланировок в квартирах до устройства в нижних этажах незапланированных офисных и торговых помещений, серьезно влияющих на пространственную жесткость и надежность сооружения в целом:

Согласно методическому подходу оценка сейсмического риска для г. Ангарска включает ряд этапов:

1. Изучение сеймотектонической обстановки с определением уровня потенциальной сейсмической опасности на территории города.
2. Оценка конструктивной уязвимости застройки и определение класса сейсмостойкости основных типовых серий города.
3. Компьютерное моделирование сейсмического воздействия на городскую застройку, позволяющее оценить показатели сейсмического риска при реализации различных сценарных землетрясений.

На основании исследований по среднесрочному прогнозу землетрясений [1, 2] определено наиболее вероятное местоположение очагов прогнозируемых сценарных землетрясений, их возможные энергетические параметры в магнитудных значениях и временной интервал ожидания. Сценарными названы возможные события с магнитудой  $M=7.1$  и  $M=7.8$ , отнесенные к Еловскому сегменту ГСР.

Математическим инструментом при оценке показателей сейсмического риска служила специализированная геоинформационная система (ГИС) «Экстремум» [3, 4, 11], позволяющая имитировать сейсмическое воздействие на здания и людей, находящихся в них.

Информация по типам застройки в различных районах города и степени ее уязвимости основана на результатах инженерно-сейсмической паспортизации, выполненной сотрудниками ИЗК СО РАН [5, 9].

Для оценки сейсмического риска вся территория г. Ангарска была условно разделена на несколько частей (зон), в пределах которых тип застройки, степень ее физического износа и сейсмическая уязвимость были сопоставимы:

- старая жилая историческая часть города, застроенная в начале 50-х годов XX в.;
- центр исторической административно-деловой части с каменными домами сталинского стиля;
- южная часть города с преобладанием крупнопанельных жилых домов;
- центральная часть г. Ангарска с более современной многоэтажной застройкой.

Существует также пятая зона – многокилометровые территории промышленной застройки.

При моделировании воздействия сценарных землетрясений на сооружения применены две модели: обобщенного закона разрушения В.И. Ларионова [3], базирующегося на законах шкалы ММСК-86, и региональная модель Ю.А. Бержинского [6, 7], сформированная на основе региональной шкалы РШСИ–2002 [8]. Обе модели отражают поведение зданий различных типов в условиях сейсмического воздействия разной силы.

Анализ расчетных показателей риска выявил, что при любом сценарии сейсмических событий ( $M=7.1$  или  $M=7.8$ ) в Еловском сегменте ГСР наиболее пострадавшими с высокими значениями относительных материальных потерь от сценарных событий являются микрорайоны, расположенные в южной части города, а также часть мкр. Китой на севере и мкр. Новый-4 на юго-западе Ангарска [10].

Для кварталов города со значительным дефицитом сейсмостойкости застройки проведена оценка возможных степеней повреждения зданий и относительного материального ущерба, а также поквартально оценен индивидуальный сейсмический риск как вероятность гибели или ранения людей и экономический риск как определенные потери имущества от землетрясения в год [10].

В целом оценку сейсмического риска территорий города можно представить так: для 15 % площади г. Ангарска уровень риска считается незначительным, для 47 % площади – умеренным, еще на 30 % риск оценивается как высокий и весьма высокий, а для 5 % площади города показатели уровня рисков недопустимо высокие (более 50·10–5/год).

Полученные экономические показатели риска указывают на значительную разнородность жилой застройки по территории города и разную степень ее сейсмической уязвимости, связанную со значительным дефицитом сейсмостойкости жилых домов старой массовой застройки.

Практическая значимость работы заключается в обосновании принятия градостроительных решений на основании оценок уязвимости жилой застройки и полученных социальных и экономических показателей риска для г. Ангарска.

К перечню мероприятий, направленных на смягчение последствий возможных землетрясений, относятся:

- комплексные исследования по уточнению карт сейсмического микрорайонирования;
- инженерно-сейсмическая паспортизация общественных объектов с массовым пребыванием людей;
- расширенное инженерно-техническое обследование старых 2–3-этажных кирпичных зданий в северо-западной части города и первых крупнопанельных жилых домов серии 1-335с для определения методов их сейсмоусиления или замены в рамках программ по реновации и обеспечению сейсмотехнической безопасности населения Иркутской области.

[1] Ружич В.В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

[2] Пономарева Е.И., Ружич В.В., Левина Е.А. Оперативный среднесрочный прогноз землетрясений в Прибайкалье и его возможности // Известия ИГУ. Серия Науки о Земле. 2014. Т. 8. С. 67–79.

[3] Ларионов В.И., Суцев С.П., Угаров А.Н., Фролова Н.И. Оценка сейсмического риска с применением ГИС-технологий // Природные опасности России / Ред. А.Л. Рагозина. М.: Изд-во КРУК, 2003. Т. 6. С. 209–231.

[4] Ларионов В.И., Фролова Н.И. Общая методология оценки рисков // Энциклопедия безопасности: Строительство, промышленность, экология / Ред. В.А. Котляревский, В.И. Ларионов, С.П. Суцев. М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 2–34.

[5] Бержинская Л.П., Бержинский Ю.А. Методы паспортизации зданий в сейсмических районах // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 2. С. 57–69.

- [6] *Бержинский Ю.А.* Региональная макросейсмическая шкала для Прибайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2001. 19 с.
- [7] *Бержинский Ю.А.* Экспериментально-теоретические исследования региональной сейсмобезопасности (на примере Байкальского региона) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 1. С. 183–199.
- [8] *Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Антикаев Ф.Ф.* Региональные шкалы сейсмической интенсивности. Новосибирск: Гео, 2003. 188 с.
- [9] *Бержинская Л.П., Бержинский Ю.А.* Уязвимость школьного фонда г. Ангарск в рамках региональной программы по сейсмобезопасности Иркутской области // *Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений*. 2013. № 4. С. 32–35.
- [10] *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.
- [11] *Frolova N.I., Larionov V.I., Bonnin J., Sushchev S.P., Ugarov A.N., Kozlov M.A.* Loss caused by earthquakes: Rapid estimates // *Natural Hazards*. 2017. V. 88. P. 63–80.



## ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ – КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Ю.А. Бишаев, М.М. Буслев, А.В. Травин

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

При реконструкции эволюции орогенов используется комплекс методов, характеризующихся различными температурами закрытия минералов [1, 2]: от U/Pb датирования по циркону (температура закрытия  $T_c \sim 900$  °C),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования по полевым шпатам, слюдам, амфиболом ( $T_c$  от 200 до 550 °C) до трекового датирования по апатиту ( $T_c \sim 100$  °C). Соответствие различных температур закрытия определенных систем конкретным глубинным уровням позволяет реконструировать денудацию орогенов и отследить глубинную историю пород от времени их формирования до выхода на поверхность, оценить длительность и интенсивность тектонических событий и уточнить данные для верификации имеющихся моделей геодинамической эволюции региона.

Для реконструкции тектонотермальной эволюции Западного Прибайкалья в позднем мелу – кайнозое нами проведены геохронологические работы, в том числе по трековому датированию апатита (AFT) образцов, представленных в таблице. Проанализированы породы Заганского метаморфического ядра (ЗМЯ), ряд образцов юго-западной части Ангаро-Витимского батолита (АВБ), восточного и южного Прибайкалья.

**Результаты U/Pb датировок по циркону, Ar/Ar датировок по амфиболу и биотиту и AFT датировок по апатиту**

Номер	порода	локация	U/Pb	Ar/Ar Amph	Ar/Ar Bt	AFT
11-09-24	гранит	Святой Нос	297.5	–	206	42
Em14-21	гранит	Святой Нос	297	–	217	43.6
Em14-27	гранит	Святой Нос	288	306	245	36.4
SE1205B	диорит	ЗМЯ	253.2			87
SE1207B	граносиенит	ЗМЯ	253.13			73.8
SE1206	огнейсованный диорит	ЗМЯ				87.5
SE1201	габбро-диорит	ЗМЯ			115.9	87
SE1202	гнейс	ЗМЯ			114.3	53.5
SE1203	жила пигматита в амфиболите	ЗМЯ			119.7	56
SE1213	метаконгломерат	ЗМЯ			129.1	86
SE1212	граносиенит	ЗМЯ			129	77.1
SE1211	гранит	ЗМЯ	200, 250, 290			101
SE1208	граносиенит	ЗМЯ	290.6			111
SE1218	гнейс	АВБ	302		118.1	86
SE1220	гранито-гнейс	АВБ	317			77
SE1221	щелочное габбро		302, 315			70
SE1222	щелочное габбро	Восточное Прибайкалье				80.7
SE1223A	м/з диорит	Восточное Прибайкалье	245			89
SE1224	гранито-гнейс	Восточное Прибайкалье	250–320			80
SE1225	гранит	Восточное Прибайкалье				33.3
SE1226	бластомилонит	Восточное Прибайкалье				83.9
SE1227	гранитная жила в мраморе	Восточное Прибайкалье				110
SE1229	гранит	Южное Прибайкалье				116
SE1230	жила гранита в амфиболите	Южное Прибайкалье				119
SE1232	гнейс	Южное Прибайкалье			361	55.2



Для гранитоидов АВБ, локализованных в прибрежных районах Восточного Прибайкалья, получены самые молодые трековые возрасты в интервале 43–33 млн лет, что соответствует остыванию пород до температуры 80 °С (глубина залегания около 3 км). Для других регионов трековые возрасты соответствуют интервалу 116–53 млн лет. Все построенные модели тектоно-термальной эволюции показывают максимальную скорость остывания пород за последние 5–3 млн лет, которые можно определить как период высокой тектонической активности (горообразования). По данным трекового датирования, за последние 5–3 млн лет был подвержен денудации слой пород мощностью до 2 км. Четвертичная история, показывающая резкое увеличение скорости охлаждения пород, а следовательно, и резкое увеличение тектонической активности и денудации, для Забайкалья связана с дальним воздействием Индо-Евразийской коллизии. До четвертичного периода тектонической активизации отмечается период относительного тектонического покоя (пенепленизации), который продолжался от 70 до 5 млн лет. Он сменил период мощной денудации, наблюдающейся 100–50 млн лет назад и связанной с разрушением Монголо-Охотского орогена. За 50 млн лет был подвержен денудации слой пород мощностью около 3 км.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФ 22-17-00038.

- [1] *Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K.* Past, Present, and Future of Thermochronology // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. V. 58. № 1. P. 1–18.
- [2] *Hodges K.V.* 3.08: Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems // *Treatise on Geochemistry*. Vol. 3. The crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 263–292. doi:10.1016/B0-08-043751-6/03024-3.
- [3] *Травин А.В., Владимиров А.Г., Цыганков А.А., Ханчук А.И., Эрнст Р., Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И., Хубанов В.Б.* Термохронология Ангаро-Витимского батолита, Забайкалье, Россия // *ДАН*. 2020. Т. 494. № 1. С. 53–59.



## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

С.А. Борняков<sup>1</sup>, А.А. Добрынина<sup>1</sup>, И.А. Пантелеев<sup>2</sup>, В.А. Саньков<sup>1,3</sup>,  
Д.В. Салко<sup>1</sup>, А.Н. Шагун<sup>1</sup>, Г.В. Встовский<sup>4</sup>, А.Е. Синцов<sup>5</sup>, А.А. Каримова<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, bornyak@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Пермь, Институт механики сплошных сред УрО РАН

<sup>3</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет

<sup>4</sup> Москва, Научно-исследовательский и проектный институт  
строительных металлоконструкций им. Н.П. Мельникова

<sup>5</sup> Москва, ООО «Безопасность»

Концептуальную основу создания тектонофизической модели очага землетрясения (ТМОЗ) формируют представления современной термодинамики [1], согласно которым сейсмическая зона в целом и составляющие ее внутреннюю структуру сейсмоактивные разломы меньшего по отношению к ней масштабного ранга, ответственные за подготовку очагов землетрясений [2], рассматриваются как открытые неравновесные динамические системы. В ходе деформационной эволюции очаг готовящегося землетрясения достигает сильно неравновесного, предсейсмогенного состояния, в рамках которого всегда проявляется процесс самоорганизации участвующих в его внутреннем строении систем разрывов [3], что позволяет такое согласованное их поведение считать неизбежным краткосрочным предвестником приближающегося сейсмического события.

Предпосылками для создания ТМОЗ явилась модель самоорганизованной критичности [3] и модель «stick-slip» [4] в ее синергетической интерпретации [5]. В последнем случае по результатам комплекса экспериментов по воспроизведению модели «stick-slip» в образцах из гранита при их нагружении сервоуправляемым прессом впервые установлено, что процесс активизация модельного разлома имеет двухстадийный характер с проявлением самоорганизации первичных микроочагов разрушения в его сместителе во вторую метанестабильную стадию непосредственно перед реализацией динамической подвижки по нему.

Фактурную основу создания ТМОЗ составили результаты физического моделирования процессов формирования зон крупных разломов [6, 7] и импульсной активизации отдельных разломов в их пределах [8]. Ключевые моменты этих результатов заключаются в следующем:

– При формировании зоны разлома в деформацию вовлекается трехмерная линейно вытянутая область, ширина которой ( $M$ ) лимитируется толщиной модели, ее вязкостью и скоростью нагружения [6].

– Внутренняя разрывная структура зоны разлома развивается стадийно и направленно – от многочисленных мелких разрывов через их избирательный рост и объединение к единому магистральному шву. При этом ширина области распространения активных разрывов в зоне ( $M_a$ ), равная  $M$  в начале разрывообразования, уменьшается по мере эволюции разрывной структуры и в пределе сопоставима с шириной магистрального шва.

– Протяженные разрывы в зоне формирующегося разлома всегда избирательно активны и представлены в каждый момент времени совокупностью активных и пассивных сегментов по их простирацию.

– При переходе отдельного отрезка протяженного разрыва в пассивное состояние количество активных сегментов на нем постепенно сокращается с уменьшением их средней длины вплоть до их полного исчезновения. В условиях прогрессирующей деформации напряжения на замкнутом участке разрыва растут и при превышении сил трения на его сместителе приводят к его активизации. Активизация начинается с появления в пределах замкнутого участка разрыва первичных очагов разрушения – микросегментов с несогласованным, маятниковым характером смещений по ним. Количество микросегментов постепенно увеличивается до некоторой критической плотности, после чего происходит их быстрое объединение, сопровождающееся импульсной активизацией замкнутого участка разрыва.

– Объединению микросегментов предшествует их самоорганизация, выражающаяся в синхронизации смещений по ним. Такое согласованное, знакопеременное смещение на микросегментах превращает замкнутый участок разрыва в источник низкочастотных автоволновых колебаний. Из последнего следует, что признаком критического предсейсмогенного состояния очага землетрясения в зоне разлома в природе будет появление автоволновой составляющей в данных деформационного мониторинга.

Выполнена предварительная верификация тектонофизической модели очага землетрясения на основе анализа данных деформационного и сейсмического мониторинга на геодинамических полигонах. На примерах отдельных землетрясений показано наличие перед ними автоколебаний в деформациях горных пород с частотой 0.10–0.03 Гц и в микросейсмах на частоте 0.15–0.04 Гц, что позволяет рассматривать их как краткосрочный предвестник.

Работа проводилась в рамках проекта Минобрнауки РФ № 075-15-2020-787 «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории».

- [1] *Пригожин И., Кондепуди Д.* Современная термодинамика: от тепловых двигателей до диссипативных структур. М.: Мир, 2002. 460 с.
- [2] *Хакен Г.* Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.
- [3] *Bak P., Tang C.* Earthquakes as a self-organized critical phenomenon // *Journal of Geophysical Research*. 1989. V. 94. № B11. P. 15635–15637. doi:10.1029/JB094iB11p15635.
- [4] *Brace W.F., Byerlee J.D.* Stick-slip as a mechanism for earthquake // *Science*. 1966. V. 153. P. 990–992.
- [5] *Ma J., Sherman S.I., Guo Y.S.* Identification of meta-instable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on a 5° bending fault // *Science China Earth Sciences*. 2012. V. 55. P. 869–881.
- [6] *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А.* и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.
- [7] *Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А.* Основные закономерности разломообразования в литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 4. С. 823–861.
- [8] *Bornyakov S.A., Panteleev I.A.* The segmentation mechanism of periodic activation of a fault: results of physical modeling // *Doklady Earth Science*. 2018. V. 482. № 1. P. 1178–1181.



## УПРАВЛЕНИЕ ДАННЫМИ И ЗНАНИЯМИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ МОНИТОРИНГУ БАЙКАЛА

Л.П. Брагинская<sup>1</sup>, А.П. Григорюк<sup>1</sup>, Г.Б. Загоруйко<sup>2</sup>, В.В. Ковалевский<sup>1</sup>, И.К. Семинский<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, ludmila@org.sgcc.ru, and@org.sgcc.ru, kovalevsky@sgcc.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт систем информатики им. А.П. Ершова СО РАН, gal@iis.nsk.su

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, iks@crust.irk.ru

Байкальская природная территория характеризуется широким распространением опасных геологических процессов. С целью наблюдения за состоянием геологической среды и прогнозирования экологических рисков Институтом земной коры СО РАН организовано несколько полигонов, расположенных в пределах центральной экологической зоны Байкальской природной территории (ЦЭЗ БПТ). В концепции мониторинга упор делается на поиск междисциплинарных предвестников [1, 2, 5, 7]. Данная концепция основывается на комплексировании различных видов информации, полученной в результате многолетних инструментальных наблюдений, охватывающих значительные площади либо протяженные профили мониторинга, с целью выявления и отслеживания ряда физических параметров литосферы и подземной гидросферы.

В связи с увеличивающимся потоком информации ключевым вопросом повышения эффективности работы исследователей становится задача управления данными инструментальных наблюдений. Для ее решения авторами разработана цифровая платформа (ЦП) «Мониторинг опасных геологических процессов», предназначенная для интеграции и анализа данных, поступающих с нескольких полигонов мониторинга опасных геодинамических, инженерно-геологических и гидрогеологических процессов. Удобный пользовательский интерфейс позволяет синхронно визуализировать результаты анализа данных, полученных на разных станциях мониторинга различными методами в выбранном пользователем интервале времени.

Платформа построена по клиент-серверной архитектуре. Хранение, обработка и анализ данных осуществляются на сервере, к которому пользователи могут обращаться через интернет посредством веб-браузера. Блочная структура сервера позволяет легко расширять набор процедур обработки и анализа данных. В настоящее время доступны несколько методов фильтрации данных (линейная частотная, Савицкого-Голея и другие), различные методы спектрального и вэйвлет-анализа, мультифрактальный и энтропийный анализ, пространственный анализ данных.

Не менее важным аспектом повышения эффективности исследований в предметной области (ПО) является обработка экспертных знаний. В последнее время для представления знаний предметной области и для поддержки рассуждений широкое распространение во многих областях, включая интеллектуальную помощь, получило использование онтологий [3, 6].

Авторами представлены принципы построения семантической подсистемы, предназначенной для решения задач семантического поиска, классификации, структуризации и интеграции информации по геофизическому мониторингу Байкальской природной территории. Интеграция знаний из различных гетерогенных источников проводится на основе онтологии предметной области, разработанной авторами данной работы. Также онтология описывает данные, представленные в ЦП, методы обработки, признаки предвестников и способы их обнаружения. Подсистема может рассматриваться как интеллектуальный ассистент, повышающий эффективность взаимодействия пользователя с ЦП. На формальном уровне онтология представляет собой систему, состоящую из набора понятий ПО и набора утверждений об этих понятиях, на основе которых можно понятия объединять в классы и строить между ними отношения.

Онтология создана в редакторе Protege, семантическая подсистема строится средствами, разработанными в ИСИ СО РАН [4].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН при поддержке Минобрнауки РФ, проект № 075-15-2020-787 «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории».

- [1] Борняков С.А., Добрынина А.А., Семинский К.Ж., Саньков В.А., Радзиминович Н.А., Салко Д.В., Шагун А.Н. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020 г., Mw=5.4): общая характеристика, основные параметры и деформационные признаки перехода очага в метанестабильное состояние // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 84–88. doi:10.31857/S2686739721050042.
- [2] Борняков С.А., Салко Д.В., Встовский Г.В. Методология деформационного мониторинга в Южном Прибайкалье и концептуальный подход к прогнозу землетрясений // Известия ИГУ. Серия Науки о Земле. 2021. Т. 38. С. 13–40. doi:10.26516/2073-3402.2021.38.13.
- [3] Брагинская Л.П., Григорюк А.П., Загорулько Г.Б., Ковалевский В.В. Систематизация научных знаний по активной сейсмологии на основе онтологий // Современные информационные технологии для научных исследований в области наук о Земле. ITES264 2016: Материалы IV Международной конференции. Южно-Сахалинск, 2016. С. 70–71.
- [4] Загорулько Ю.А., Загорулько Г.Б., Боровикова О.И. Технология создания тематических интеллектуальных научных интернет-ресурсов, базирующихся на онтологии // Программная инженерия-2016. V. 7. № 2. С. 51–60
- [5] Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Саньков А.В., Бызов Л.М. Тектонические деформации и последующие сейсмические события юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы по данным GPS-измерений // ДАН. 2021. Т. 500. № 1. С. 71–76. doi:10.31857/S2686739721090139.
- [6] Массель Л.В., Иванова И.Ю., Ворожцова Т.Н., Майсюк Е.П., Ижбулдин А.К., Зорина Т.Г., Барсегян А.Р. Онтологические аспекты исследования взаимовлияния энергетики и геоэкологии // Онтология проектирования. 2018. Т. 8. № 4 (30). С. 550–561. doi:10.18287/2223-9537-2018-8-4-550-561.
- [7] Семинский А.К., Семинский К.Ж. Вариации радоновой активности в подземных водах Южного Прибайкалья: эманационный отклик землетрясений // ДАН. 2021. Т. 499. № 2. С. 159–163. doi:10.31857/S2686739721080132.



## ТЕКУЩЕЕ СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ В КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ КРИОЛИТОЗОНЫ АРКТИКИ

И.В. Буддо<sup>1,2,3,4</sup>, И.А. Шелохов<sup>1,2,3,4</sup>, Н.В. Мисюркеева<sup>1,2,3,4</sup>,  
И.К. Семинский<sup>1</sup>, А.Н. Шейн<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, biv@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

<sup>3</sup> Салехард, ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики»

<sup>4</sup> Иркутск, ООО «СИГМА-ГЕО»

Сегодня российская Арктика развивается опережающими темпами. Большинство жилых зданий и промышленных сооружений в зоне вечной мерзлоты возводятся по принципу сохранения мерзлого состояния грунтов оснований, в то же время происходящие климатические изменения приводят к деградации толщи многолетнемерзлых пород (ММП). Изучение ММП как в современном их состоянии, так и в перспективе различных климатических сценариев является актуальной задачей.

В плане изучения структуры ММП важно картировать ее кровлю – для изучения процессов деградации мерзлоты ввиду рисков для инфраструктуры и объектов строительства, подошву – для проектирования точек заложения глубоких скважин, их конструкции и технологии бурения и внутреннего строения – для поисков скоплений свободного газа, газовых гидратов, подводящих флюиды каналов, а также исследования булгунняхов (бугров пучения) [5].

Очевидно, что для решения поставленных задач необходимо применение определенного комплекса геофизических методов, каждый из которых имеет как сильные, так и слабые стороны.

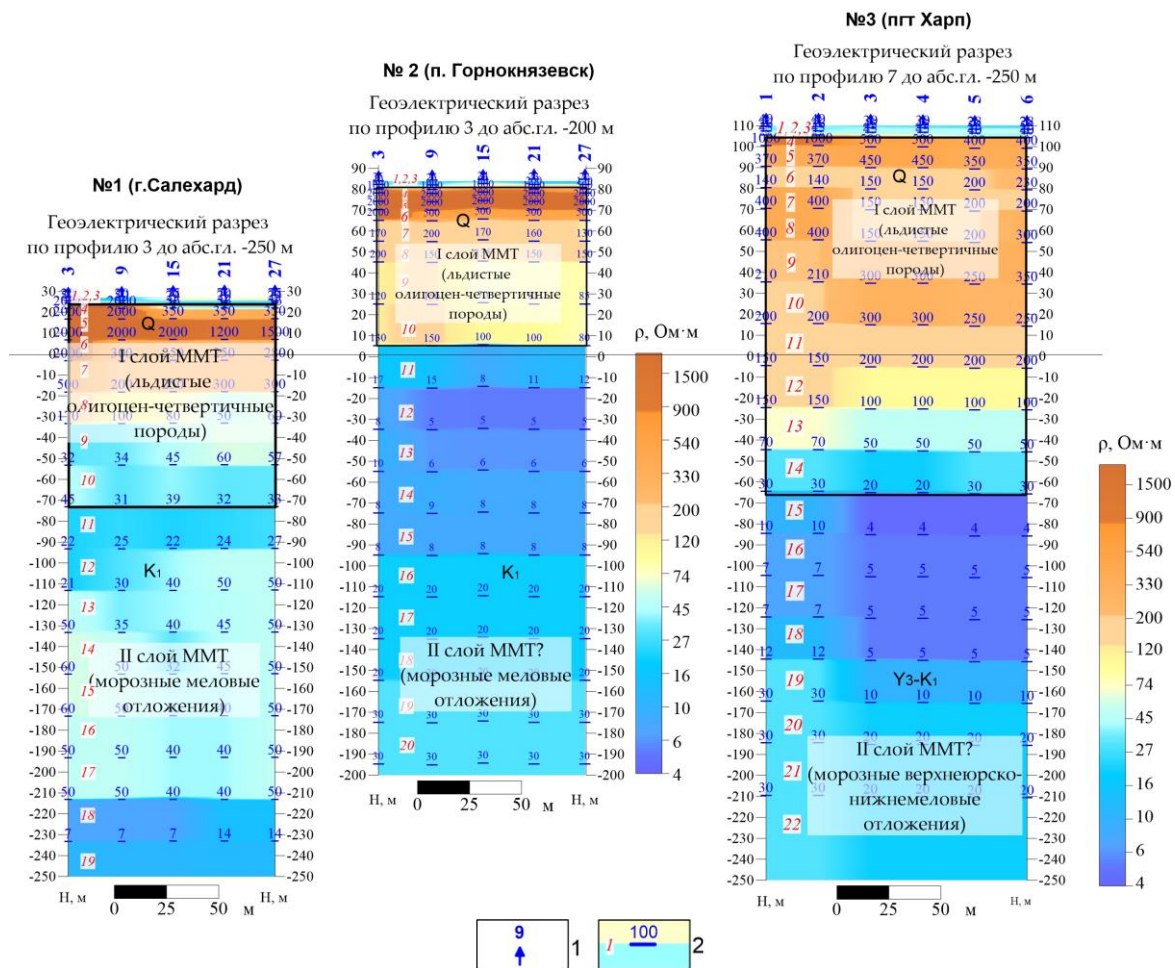
В работах [1–4] показано, что геофизические методы являются важнейшим инструментом в картировании и выделении мерзлоты. Ранее среди методов геофизических исследований наиболее часто применялись электрические зондирования на постоянном токе, а также малоуглубинная сейсморазведка. По результатам проведенных исследований [6, 7] предшественниками получены информативные модели разрезов многолетнемерзлых пород глубиной в первые десятки метров.

В период с 2019 по 2021 г. были проведены электроразведочные исследования вблизи г. Салехарда на полигонах «Салехард», «Харп» и «Горноknязевск» методами постоянного тока (электротомография), зондирований становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и георадара.

Исследования методом ЗСБ были выполнены в двух модификациях: с использованием установок как малой (генераторная петля 25×25 м), так и средней площади (генераторная петля 100×100 м). Применение различной геометрии установок ЗСБ позволило получить наиболее детальную модель первых 20–30 м разреза, а также изучить более глубинную часть до 200–300 м (рисунок).

Вместе с тем при комплексировании материалов электроразведки методами постоянного тока и ЗСБ, георадара авторы столкнулись с определенными трудностями. Тренды изменения удельного электрического сопротивления среды на геоэлектрических разрезах для электрических и электромагнитных зондирований в целом схожи, однако наблюдаются и существенные отличия. Отчасти это может быть связано с более частым шагом между электродами и большей чувствительностью к высокоомным образованиям у методов постоянного тока. По данным ЗСБ получена более сглаженная картина.

Отдельный вопрос связан с возможностью комплексирования электрических и электромагнитных зондирований с материалами георадара. Здесь ситуация еще более сложная, хотя предполагалось, что границы раздела сред, полученные разными методами, должны быть схожи.



**Геоэлектрические разрезы геокриологических полигонов исследования, полученные по данным ЗСБ.**

1 – пункты микро-ЗСБ; 2 – геоэлектрические горизонты: синий – сопротивление, Ом·м; красный – номер горизонта.

Анализируя вышеупомянутые материалы геофизических исследований, можно сделать ряд **выводов**:

1. Геоэлектрические характеристики верхней части разреза резко изменчивы.
2. Шаг зондирований мкЗСБ существенно реже электротомографии, в силу чего латеральная детальность выше у последней
3. На разрезах электротомографии контрастно выделяется самый верхний – сезонно-талый – слой мощностью около 2 м.
4. На геоэлектрическом разрезе как по данным электротомографии, так и по мкЗСБ отчетливо выделяется граница кровли мерзлых пород – максимумом УЭС.
5. Метод ЗСБ с использованной геометрией зондирующих установок позволяет изучать разрез до глубины порядка 200 м.

С учетом того, что данная методика апробирована (разноразмерные установки ЗСБ, комплекс методов) впервые на территории Западной Сибири, необходимо проведение подобных исследований и на других геокриологических полигонах для подтверждения эффективности методики, ее оптимизации, а также дополнительной верификации с априорными данными для получения достоверной модели.

В последующем представляется важной углубленная детализация проведенных исследований мкЗСБ на территории трех полигонов, а также комплексирование с данными георадиолокационных исследований и электротомографии.

Так как на глубину сезонного промерзания – протаивания влияют множество факторов: радиационно-тепловой баланс (зональный фактор), снежный и растительный покров, рельеф и экспозиция склонов, водный покров, свойства грунтов (климат, грунты и ландшафт), следует учитывать эти параметры при дальнейшей интерпретации.

Авторы выражают благодарность В.А. Селяеву за проведение полевых исследований ЗСБ в 2021 г., а также к.т.н. генеральному директору ООО «СИГМА-ГЕО» Ю.А. Агафонову, исполнительному директору ООО «СИГМА-ГЕО» М.В. Шарлову за всецелую поддержку исследований.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-20009, <https://rscf.ru/project/22-17-20009/>.

Проект № 22-17-20009 «Современные методы геофизических исследований для разработки и научного обоснования подходов к изучению внутреннего строения криолитозоны и поверхностных криогенных форм рельефа Арктики и их возможной связи с флюидодинамическими процессами» реализуется при поддержке правительства Ямало-Ненецкого автономного округа.

- [1] Боголюбов А.Н., Боголюбова Н.П., Лисицын В.В., Курандин Н.П. Рекомендации по геофизическим работам при инженерных изысканиях для строительства (электроразведка). М.: Стройиздат, 1984. 104 с.
- [2] Бойков С.А. Электроразведка методом сопротивлений при инженерно-геологических и мерзлотных исследованиях в условиях прерывистого распространения многолетнемерзлых пород: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1973. 32 с.
- [3] Якунов В.С. Геофизика криолитозоны. Якутск, 2008.
- [4] Зыков Ю.Д. Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во МГУ, 1999. 243 с.
- [5] Buddo I., Sharlov M., Shelokhov I., Misyurkeeva N., Seminsky I., Selyaev V., Agafonov Y. Applicability of transient electromagnetic surveys to permafrost imaging in Arctic West Siberia // *Energies* 2022. V. 15. 1816. doi:10.3390/en15051816.
- [6] Melnikov V.P., Skvortsov A.G., Malkova G.V., Drozdov D.S., Ponomareva O.E., Sadurtdinov M.R., Tsarev A.M., Dubrovin V.A. Seismic studies of frozen ground in Arctic areas // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. № 51. P. 136–142.
- [7] Skvortsov A.G., Tsarev A.M., Sadurtdinov M.R. Seismic studies of frozen ground // *Earth's Cryosphere*. 2011. V. XV. № 4. P. 96–98.





## ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков

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

Мафические включения (ММЕ – mafic microgranular enclavs), встречающиеся в гранитоидах разного состава, представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базальтовых и салических магм (независимо от происхождения последних). Принципиальное отличие ММЕ от любых других типов меланократовых включений заключается в том, что они являются раскристаллизованными «каплями» диспергированного базальтового расплава, поступавшего в камеру кристаллизации одновременно с кислой магмой. Следовательно, мафические включения являются прямым и наиболее надежным доказательством сосуществования и взаимодействия базитовых и салических магм при формировании гранитоидных плутонов. Этот факт поддерживает идею о важной роли мантийных магм как источников дополнительного тепла, необходимого для масштабного корового плавления.

ММЕ наиболее характерны для гранитоидов, связанных с субдукционной геодинамической обстановкой, классическим примером которых является батолит Сьерра-Невада [1], а также для гранитоидов, связанных с мантийными плюмами, и не характерны для обстановки континентальной коллизии, как, например, миоценовые лейкограниты Высоких Гималаев [2] или позднечюрско-раннемеловые гранитоиды Главного Колымского батолитового пояса.

Авторами с разной степенью детальности изучены мафические включения в гранитоидах Ангаро-Витимского батолита (Западное Забайкалье), Каа-Хемского (Восточная Тува), Калбинского (Восточный Казахстан), Хангайского массивов (Монголия), формирование которых было связано с плюмовым процессом, а также ММЕ Магаданского гранитоидного батолита, который формировался в обстановке активной континентальной окраины. Целью данного сообщения является сравнительный анализ процессов смешения магм в гранитоидах разных геодинамических обстановок.

В целом мафические включения характерны для гранитоидов повышенной основности – кварцевых монзонитов, кварцевых сиенитов и кварцевых диоритов – и не характерны для собственно гранитов и лейкогранитов.

Принято считать [1], что мафические включения представляют собой диспергированные «капли» интенсивно гибридного базальтового расплава, причем его гибридикация происходила не *in situ*, а в промежуточной камере или на пути движения транспортирующего салического расплава к поверхности.

Характер распределения ММЕ внутри отдельных массивов различен. В одних случаях (Бургасский, Романовский массивы, Ангаро-Витимский батолит (АВБ), Каа-Хемский массив Восточной Тувы) включения относительно равномерно распределены по всему массиву или на значительной его части, где их количество варьируется от нескольких до 1.5–2.0 десятков на квадратном метре, в других – ММЕ концентрируются на отдельных локальных (по сравнению со всей площадью массива) участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерного распределения встречаются «рои», в которых на долю включений приходится более 50 % общего объема.

Морфология и размеры ММЕ не сильно различаются в разных массивах. Средний поперечный размер составляет 10–15 см, при вариациях от долей см до 0.5 м (иногда более), форма чаще всего округлая, эллиптическая, реже – ближе к угловатой, но с очень плавными закругленными контурами, еще реже – неправильная «амебообразная» (более характерна для вулканических образований). Нередко наблюдается (Романовский массив – Западное Забайкалье, Каа-Хемский массив – Восточная Тува) закономерная субпараллельная ориентировка резко удлиненных линзовидных ММЕ, по-видимому, наследующих структуру конвективных течений в интрузивной камере, или, что менее вероятно, отражающая субсолидусные пластические деформации.

Морфология и распределение ММЕ в Магаданском гранитоидном батолите резко отличается от рассматриваемых выше. Здесь мафические включения образуют гигантскую зону видимой протяженностью в несколько сотен метров с вертикальным размахом обнажений в несколько десятков метров. ММЕ в этой зоне составляют более половины от общего объема породы, их размер достигает первых метров по длинной оси. Форма, как правило, вытянутая, часто со сложными очертаниями, овальная, почти круглая.

Сильно гибридизированные ММЕ (кварцевые сиениты, кварцевые монцониты), которые, по нашим наблюдениям, встречаются чаще всего, представляют собой тонко- или мелкозернистые меланократовые амфибол-биотит-полевошпатовые породы монцодиоритового, монцонитового и кварцевомонцонитового состава, обычно содержащие вкрапленники полевых шпатов. Включения базальтового состава в гранитоидах редки, например массив Тастау (Восточный Казахстан), однако реликтовые ассоциации минералов (основной плагиоклаз, пироксен) и некоторые геохимические характеристики указывают на то, что и в других случаях мафический компонент смешения имел базальтовый состав. В Магаданском батолите компоненты смешения различаются не столь контрастно. Мафические включения имеют в целом андезитовый или андезибазальтовый состав в отличие от исходно базальтоидного, характерного для внутриплитных гранитоидов, связанных с мантийными плюмами.

Химический состав ММЕ, включая микроэлементный, сильно зависит от степени гибридации, однако ряд геохимических характеристик, установленных на примере Бургасского, Улекчинского массивов АВБ и Преображенского массива Восточного Казахстана, сближают их с внутриплитными базальтами ОІВ типа. Для ММЕ характерна обогащенность LIL элементами относительно HFSE, при более высоких концентрациях LILE, но, в отличие от ОІВ, ММЕ имеют резкий Ta-Nb минимум, характерный для всех позднепалеозойских базитов, связанных в пространстве и времени с АВБ. В то же время повышенные содержания Sr и Pb отражают взаимодействие с коровыми расплавами. Химический состав ММЕ из Магаданского гранитоидного батолита характеризуется относительно низкими содержаниями LILE.

Таким образом, представленные материалы позволяют сделать вывод, что процессы смешения магм в гранитоидах внутриплитного (плюмового) и конвергентного типа существенно различаются как масштабами проявления, так и исходным составом компонентов смешения, отражающих специфику магматизма этих геодинамических обстановок.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 20-05-00344) и выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2 «Процессы мантийного-корового взаимодействия при формировании щелочных и гранитоидных комплексов и сопутствующего оруденения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса».

- [1] *Barbarin B.* Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // *Lithos*. 2005. V. 80. P. 155–177.
- [2] *Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J.* Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 349–410.



## ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: РЕЗУЛЬТАТ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИБИРСКОЙ, ИНДО-АВСТРАЛИЙСКОЙ И ПАЛЕОТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТ

М.М. Бусллов

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

С конца XX века складчатые структуры Центральной Азии рассматриваются как продукты субдукции Палеоазиатской океанической плиты под Сибирский континент, которая обусловила образование нескольких разновозрастных складчатых зон в результате последовательной аккреции островных дуг, микроконтинентов и фрагментов океанической коры к Сибирскому континенту в течение позднего докембрия – раннего карбона. Их столкновение друг с другом и с Сибирским континентом в ходе эволюции Палеоазиатского океана считается механизмом роста и рециркуляции земной коры в Центральной Азии [1–7; и мн. др.]. В большинстве этих публикаций была принята точка зрения Л.П. Зоненшайна и др. [8] о том, что в конце среднего палеозоя Казахстанский (Казахстанско-Киргизский) континент, образовавшийся в результате аккреции островных дуг и докембрийских континентальных блоков Гондваны, делился на четыре океанических бассейна: Уральский, Туркестанский, Джунгаро-Балхашский и Обь-Зайсанский. Обь-Зайсанский океан располагался между Казахстанским и Сибирским континентами. В самой ранней перми Обь-Зайсанский океан закрылся и континенты объединились. На границе двух столкнувшихся континентов (Казахстан и Сибирь) сформировался Обь-Зайсанский (Зайсан-Джунгарский) орогенный пояс СЗ-ЮВ простирания. Считается, что Чарский офиолитовый пояс Восточного Казахстана является шовной зоной Обь-Зайсанского океана.

Согласно представлениям [9–11], в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. Ассоциирующие с ними докембрийские микроконтиненты рассмотрены как отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов блоки континентальной коры кратонов. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании крупных ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов. Сложно деформированная структура обозначена термином «алтаиды».

Начиная с 2003 года в Институте земной коры СО РАН по инициативе и под руководством члена-корреспондента РАН Е.В. Складчикова ежегодно проводится Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». Совещания направлены на рассмотрение и обсуждение новых оригинальных результатов, полученных российскими учеными по ключевым вопросам геологии, тектоники и металлогении крупнейшего в мире орогенного сооружения, каковым является Центрально-Азиатский подвижный (складчатый) пояс (ЦАСП).

В итоге двадцатилетнего проведения данного совещания выработано принципиально новое представление о тектонике и геодинамике ЦАСП. В его структуре выделяются [12–17] следующие основные тектонические элементы, которые отличаются по типу формирования орогенов:

1. Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген (составной континент), фундамент которого сформирован в неопротерозое – кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах), Тувино-Монгольскую и Казахстанскую (Кипчакскую) островные дуги литосферы Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский и др.). С юга в среднем – позднем палеозое составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны. В современной структуре ЦАСП Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген представлен на Урале, в западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, в Казахстане, в

южной части Алтае-Саянской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и северной части Китая. Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны, включающих фрагменты гренвильской орогении и детритовых цирконов гренвильского возраста (1.40–0.85 млрд лет), которые широко развиты в осадочных породах различного возраста и генезиса по обрамлению микроконтинентов.

2. Позднепротерозойско-палеозойский аккреционный ороген, который состоит из позднепротерозойско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины Сибирского континента. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены террейны позднепротерозойско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий, а также турбидитов глубоководных желобов. В окраинно-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе Палеоокеана (Палеотихоокеанского океана), а не Палеоазиатского океана. В современной структуре они приурочены к западной окраине Сибирского континента и представлены в северной части Алтае-Саянской горной области, восточной и центральной части фундамента Западно-Сибирской плиты. U-Pb датирование детритовых цирконов [18–20] из кембрийских турбидитов глубоководного желоба, среднекембрийско-раннеордовикского преддугового прогиба и ордовикско-раннедевонской пассивной окраины показало удивительную схожесть возрастов, отвечающую диапазону 630–470 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород зрелой стадии Кузнецко-Алтайской островной дуги. На раннедевонском уровне появляется немногочисленная популяция палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов, источником сноса которых могли являться породы Сибирского кратона.

3. Раннесреднепалеозойская Чарско-Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сложно построенная сутурно-сдвиговая зона, разделяющая коллизионный и аккреционный тип орогенов. В ее строении принимают участие в различной степени метаморфизованные фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты, а также множество сдвиговых террейнов различной геодинамической природы, принадлежащих столкнувшимся тектоническим плитам.

В позднем девоне – раннем карбоне коллизионный и аккреционный орогены, аккрецированные к Сибирскому континенту, совместно сформировали Северо-Азиатский континент. В позднепалеозойское время его юго-восточная окраина, представленная ЦАСП, была интенсивно деформирована под коллизионным воздействием Восточно-Европейского континента и превращена в огромную внутриконтинентальную орогенную область, питающую обломочным материалом внутриконтинентальные и окраинно-континентальные моря. В результате коллизий крупных континентальных масс Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов весь ЦАСП был разделен сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, внутри которых сохранились фрагменты структур различного возраста и генезиса. В результате масштабных сдвигово-надвиговых деформаций из-под перекрывающих карбоновых турбидитов во многих местах на поверхность были выведены фрагменты палеозойских аккреционных зон, содержащих офиолиты и высобарические породы. Эти фрагменты многими исследователями стали трактоваться как сутурные зоны, сформированные на месте океанических бассейнов. К числу таких псевдосутурных зон (Чарская, Майльская, Таггбалэ и др.) относятся фрагменты раннесреднепалеозойского аккреционного орогена, расположенные в позднепалеозойской сдвигово-надвиговой структуре Восточного Казахстана и Джунгарии. Они выведены на поверхность из-под турбидитов преддугового прогиба карбоновой активной окраины, которая образует крупную ороклинальную складку, нарушенную сдвигами, части которой расположены в Северо-Восточном Прибалхашье, Тянь-Шане и Алтае, маркируя заключительную субдукционную деятельность Палеоокеана, которая началась в позднем протерозое.

Таким образом, ЦАСП сформирован не как результат эволюции единого Палеоазиатского океана, а как результат сложного позднекембрийско-палеозойского взаимодействия Сибирской Индо-Австралийской и Палеотихоокеанской плит.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН.

[1] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.

[2] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика Центрально-Азиатского палеозойского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 48–61.

- [3] Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // International Geology Review. 1995. V. 35. P. 335–360.
- [4] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Research. 2003. V. 6. № 2. P. 143–159.
- [5] Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // American Journal of Science. 2010. V. 310. P. 523–574.
- [6] Li P., Sun M., Rosenbaum G., Jourdan F., Li S., Cai K. Late Paleozoic closure of the Ob'-Zaisan Ocean along the Irtysh shear zone (NW China): Implications for arc amalgamation and oroclinal bending in the Central Asian orogenic belt // Geological Society of America Bulletin. 2017. V. 129. № 5. B31541.
- [7] Filippova I., Bush V., Didenko A. Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 3. № 6. P. 405–426.
- [8] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наманов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- [9] Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
- [10] Windley B.F., Alexiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // Journal Geological Society London. 2007. V. 164. P. 31–47.
- [11] Xiao W., Windley B., Sun S. et al. A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian – Middle Triassic in Central-East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. № 1. P. 477–507.
- [12] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
- [13] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1911–1926.
- [14] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1628.
- [15] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
- [16] Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 641–665.
- [17] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С. и др. Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая и ее отображение в гравитационных данных // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1277–1283.
- [18] 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.
- [19] Chen Ming, Sun Min, Cai Keda, Buslov M.M. et al. Detrital zircon record of the Early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai-Mongolian terrane // Lithos. 2015. V. 233. P. 209–222.
- [20] Cai K.D., Sun M., Buslov M.M., et al. Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // Tectonophysics. 2016. V. 674. P. 182–194.



## НАУЧНЫЙ ПАРАДОКС ИЛИ СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ-ГИГАНТА СУХОЙ ЛОГ: ВЕСТИ С ПОЛЕЙ

В.А. Ванин<sup>1,2</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Vanin\_geo@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Главной проблемой месторождения Сухой Лог остается слабоизученная структура. В опубликованной литературе разные исследователи часто приводят данные о наличии, либо отсутствии зон рудоконтролирующих разломов в структуре месторождения [1–7]. Это обстоятельство напрямую влияет на закономерности размещения золотокварц-пиритовой минерализации; например, при наличии разлома оруденение предположительно должно располагаться в его зоне. При отсутствии же разлома оруденение должно быть приурочено либо к слоистости, либо к кливажу осевой поверхности (ОП). Данные противоречия напрямую влияют на разрешение проблемы генезиса месторождения-гиганта. В связи с этим перед авторами стояла задача провести геолого-структурное исследование месторождения Сухой Лог и установить структуру месторождения и закономерности размещения золоторудной минерализации.

Месторождение Сухой Лог расположено в Северном Забайкалье на территории Байкало-Патомского нагорья в Кропоткинском золоторудном узле. Рудовмещающими породами являются высокопластичные углеродистые отложения хомолхинской свиты. Рудоконтролирующей структурой месторождения является антиклинальная складка изоклиальной формы южной vergentности. По длинной оси антиклиналь вытянута более чем на 8 км, размах крыльев составляет 600 м. Вишачье крыло антиклинали имеет падение 20° на север, в шарнирной зоне падение слоистости достигает 80°, лежачее крыло имеет падение 35–40° на север. Шарнир антиклинали имеет пологое залегание 0–10°, простираие 285–300°. Кливаж осевой поверхности имеет падение 5–30° на северо-восток.

Основными плоскостными текстурными элементами на территории месторождения являются слоистость ( $S_0$ ) и кливаж осевой поверхности (ОП) (сланцеватость  $S_1$ ). Линейные элементы выражены шарнирами складок и линейностью а- и b- типа.

Слоистость на территории месторождения распознается с трудом, иногда лишь при петрографическом исследовании. Часто слоистость распознается по положению рудной минерализации, которая нередко смята в складки различных форм. Структурными наблюдениями установлено, что вся золотокварц-пиритовая минерализация имеет исключительно послойное залегание. Часто по плоскостям слоистости отмечаются межслоевые складки волочения и будинированные кварцевые прожилки.

Кливаж ОП широко распространен на месторождении и часто затушевывает элементы слоистости. Приуроченности какой-либо минерализации к кливажу ОП поверхности геолого-структурными наблюдениями не выявлено. Важно отметить, что в результате продолжительных деформационных процессов кливаж ОП был трансформирован в сланцеватость  $S_1$ , в результате чего по плоскостям кливажа были сформированы линзовидные чешуйки серицита. По плоскостям кливажа ОП отмечаются хрупко-пластические пострудные смещения.

Зафиксированные складки имеют лежачую морфологию, запрокинуты на юг, простираие шарниров 285–300°, угол падения шарниров до 10°. Размах крыльев от 5 см до 1.5 м. Данные складки фиксируются на всем протяжении крупной антиклинали и повторяют морфологию крупной рудоконтролирующей антиклинали. Большая часть складок фиксируется в замковой и призамковой части рудоконтролирующей антиклинали. Часто в замковой части антиклинали наблюдаются кварцевые прожилки, смятые в птигматитовые складки. Шарниры этих складок имеют ту же ориентировку, что и антиклиналь.

Линейность а-типа представлена ориентированными выветренными железисто-карбонатными минералами на плоскостях слоистости и имеет простираие 25–35° и падение 10–20°.

Линейность в-типа представлена плейчатостью на плоскостях слоистости и имеет простирание 30–60° и падение 25°.

Кварцевые жилы распространены в центральной и западной части антиклинали, имеют секущее положение по отношению к слоистости, кливажу ОП и, соответственно, к золотокварц-пиритовым прожилкам. Кварцевые жилы часто будинированы, и в раздувах их мощность достигает 3 м. Плоскостные текстурные элементы огибают контакты кварцевых жил. Простирание жил составляет 20–30° и углами падения 25–50°. Данные кварцевые жилы заполняют плоскости зоны разлома, наложенной на уже сформированную рудоконтролирующую антиклиналь.

Как отмечалось выше, золотокварц-пиритовые прожилки имеют исключительно послойное залегание. В замковой части рудоконтролирующей антиклинали эти прожилки сильно смяты в складки более высокого порядка. Золоторудная зона представляет собой зону смятия объема пород (не путать с зоной разлома), в которых послойно залегают золотокварц-пиритовые прожилки. Данная зона смятия расположена в замковой и осевой части антиклинали, в результате чего золоторудная зона приобрела форму линейного штокверка, падающего на север под углом 25°, и простирается вдоль оси антиклинали. В целом данная зона смятия по своим физико-механическим параметрам соответствует зоне дизъюнктивного сжатия (дизъюнктивного шва), описанной в работе [8]. Данные дизъюнктивные зоны формируются в осевых поверхностях складок.

В результате геолого-структурных исследований на территории месторождения Сухой Лог рудоконтролирующий разлом не установлен. Кроме того, не уставлены и рудоподводящие кливажные зоны. Наблюдаемые золотокварц-пиритовые зоны имеют исключительно послойное залегание. Золоторудные зоны локализованы в зоне дизъюнктивного сжатия рудоконтролирующей антиклинали.

- [1] Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог-одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования) // Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
- [2] Лобанов М.П., Радченко К.М., Чернецкая И.И., Охотников И.А., Номокова Ю.А., Новикова Э.Ф. Рудоносные углистые пелитоиды линейных зон смятия Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1976. № 9. С. 34–45.
- [3] Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 315–341.
- [4] Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования аксессуарных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- [5] Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 2007. V. 102. № 7. P. 1233–1267. doi:10.2113/gsecongeo.102.7.1233.
- [6] Meffre S., Large R.R., Scott R.J., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-iso topic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. № 9. P. 2377–2391. doi: 10.1016/j.gca.2008.03.005.
- [7] Vursiy G.L., Zibrov I.A., Lobov S.G., Yakubchuk A.S. The Sukhoi Log Gold Deposit, Russia // Society of Economic Geologists. 2020. V. 23. P. 526–543.
- [8] Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.



## К МИНЕРАГЕНИИ ЛИТИЯ ГИДРОМИНЕРАЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Г. Вахромеев<sup>1</sup>, С.В. Алексеев<sup>1</sup>, И.В. Литвинова<sup>2</sup>,  
Н.В. Мисюркева<sup>1</sup>, Д.А. Погребная<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, andrey\_igr@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО)

<sup>3</sup> Москва, АО «Энерджи крафт»

Промышленность России остро нуждается в солях лития (Li). Это производство легких и сверхлегких сплавов, Li источников тока. Тепловые реакции дейтерий – тритий – будущее в производстве энергии. В числе промышленных типов Li сырья важнейшую роль сегодня в мире играют литиеносные рассолы. Крупнейшей литиеносной металлогенической провинцией мира [2–4, 5–7] является Сибирская платформа (СП) гигантской провинции. Здесь [1, 4, 6, 7, 9, 12–14] изучена широкая гамма редких, рассеянных элементов, брома и минеральных солей в глубоко-залегающих рассолах. По содержанию Li промышленные рассолы СП уступают только Боливийскому Салару-де-Атакама. Задокументированы фонтанирующие скважины с дебитами до 5–7 тыс. м<sup>3</sup>/сут, выносившие на поверхность до 10 т (!) хлористого лития в сутки [1, 4, 6, 7, 12].

В результате изучения геохимии отдельных элементов в рассолах бассейнов СП установлена тесная взаимосвязь концентраций редких, галогенных и галофильных элементов с минерализацией, составом и степенью метаморфизации рассолов. Эта связь является, по существу, генетической, сформированной в процессе эволюционного развития региона. Эволюция рассолов – результат длительного и непрерывного взаимодействия рассолов и вод с породами со времени их совместного захоронения в бассейнах седиментации вследствие равновесно-неравновесного состояния системы, а также влияния процессов галогенеза, катагенеза и магматизма – наиболее мощных факторов формирования и преобразования рассолов. Территория СП и отдельные артезианские бассейны – Тунгусский, Якутский, Оленекский и Ангаро-Ленский – обладают громадными прогнозными гидроминеральными ресурсами [1]. Одна из особенностей геологического строения осадочного чехла СП – сложно построенная система «вложенных» осадочно-породных бассейнов докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, прорванная траповыми интрузиями нескольких этапов внедрения [5–7]. Концентрированные рассолы регионально распространены в природных резервуарах докембрия и нижнего кембрия [1, 6, 7, 12–14].

Концентрированные рассолы глубоких горизонтов платформы необходимо рассматривать как флюидную гидротермальную рудоформирующую геохимическую систему, предельно агрессивную к вмещающим породам и минералам, и как полезное ископаемое, «жидкую редкометалльную руду». Обводненные зоны трещинного коллектора увеличивают обменную поверхность эндогенных кластитов, активизируя обменные процессы в системе «вода – порода», облегчая эмиграцию элементов из породы в систему активного электролита и формирование в течение геологического времени устойчивого гидрогенно-минерального комплекса с уникально высокими концентрациями хлоридной системы, и в ней – редких, редкоземельных элементов и минеральных солей. Особенно это проявляется в зонах активной трещиноватости, проницаемых интервалах с широким развитием процессов дробления, милонитизации, увеличивающих на несколько порядков обменную поверхность в реакции «вода – порода». Общепринятая версия предполагает выщелачивание рассолами R<sub>3</sub>Э и Li, эмиграцию из Li-содержащих изверженных пород кристаллического фундамента СП и продуктов их разрушений (кор выветривания), перенос и концентрирование в рассолах. В складчатом обрамлении кратона разведаны месторождения R<sub>3</sub>Э и Li в редкометалльных пегматитах, терригенная горно-геологическая формация протерозоя и венда представлена переотложенными изверженными породами кристаллического фундамента.



Однако эта версия высоких содержаний РЗЭ, Li и собственно процесса их концентрирования в рассолах хлоридного кальциевого типа не поясняет. В гидрогеологическом разрезе осадочного чехла наблюдается инверсия концентраций промышленно ценных элементов. Максимальное концентрирование рассолов и в них ЩЗМ, РЗМ, Li и Вг произошло именно в средней, галогенно-карбонатной, толще солеродного кембрийского бассейна осадочных пород чехла. Процессы концентрирования привели к смене состава, к формированию предельно насыщенных рассолов Ca и Mg–Ca состава, почти к 2-кратному росту суммы солей, к более высоким значениям концентраций K, Rb, Cs, B, Sr, Vg и других элементов и при этом к 3–5-кратному росту содержания иона Li (мет.). Эти предельно насыщенные рассолы характеризуются концентрациями Li порядка 250–460–700 мг/дм<sup>3</sup> и выше (по отдельным пробам) [1, 4, 6–8, 12, 14], тогда как средний уровень концентрации Li в рассолах нижезалегающей терригенной горно-геологической формации не превышает 150 мг/дм<sup>3</sup>. Необходимо найти геологическую трактовку более высоких концентраций Li в рассолах галогенно-карбонатной гидрогеологической формации (400–700 мг/дм<sup>3</sup> по металлу, или 2400–4200 дм/м<sup>3</sup> по хлориду).

При изучении геологического строения СП и геодинамической эволюции флюидных систем, осадочного чехла кратона, основных этапов его становления важнейшее значение придавалось процессам тектономагматической активизации (ТМА), широко проявленным на платформе [2, 6, 7]. Эволюция СП в докембрии и фанерозое включала несколько мощнейших циклов ТМА, сопровождавшихся кимберлитовым и трапповым магматизмом корневого типа – внедрением мантийных расплавов в верхи платформенного чехла. При температурном прогреве и гидротермальной переработке интрузивных и вмещающих сульфатно-карбонатных, карбонатных и терригенных пород активизировались гидрогеохимические процессы взаимодействия в системе рассол – порода. Масштабы образования твердых, жидких и газообразных продуктов зависели в основном от объемов седиментационных, элизионных, магматогенных и древнеинфильтрационных вод, участвовавших в гидрогеохимических процессах. Массовая разгрузка и миграция полигенных преобразованных рассолов коренным образом изменила сложившуюся на рубеже позднего палеозоя и раннего мезозоя гидрогеохимическую зональность в областях кимберлитового и траппового магматизма, особенно на территориях Курейской, Тунгусской, Присяяно-Енисейской и Ангаро-Вилуйской синеклиз. Рассмотренные процессы подтверждаются гидрогеохимической зональностью в подсолевых и межсолевых резервуарах, результатами изучения вторичного минералообразования, газово-жидких включений в солях, экспериментальными исследованиями и физико-химическим моделированием [1, 4, 5–7, 12–14].

С минерагенической точки зрения пока остается «за кадром» проблема генезиса, первоисточника Li руды, которая по отношению к литию, а точнее – к редкометалльным рассолам СП, не раскрыта. Актуален минерагенический анализ глубинного строения крупнейшей мировой провинции Li-рассолов, рассмотрение возможных процессов эмиграции Li из мантии, приводивших к его мобилизации в приповерхностную область земной коры СП, процессов концентрирования лития в сверх крепких и предельно насыщенных рассолах хлоридного кальциевого типа [3, 4, 10, 11].

Выводы. Влияние позднепалеозой-мезозойского магматизма на формирование и преобразование высококонцентрированных рассолов, обогащенных ЩЗМ, РЗМ, Li и Вг – важнейший этап эволюции рассольных систем осадочного чехла СП. По геологическому времени он не совпадает с кембрийским этапом формирования рассолов солеродного бассейна, это постседиментационный этап [5–7, 12, 13].

Аномально высокие значения минерализации и концентраций ценных элементов, предельно насыщенный тип рассолов могут быть совместным итогом как эволюционного концентрирования, так и импульсного обогащения водонапорных систем ЩЗМ, РЗМ, Li и Вг по гидротермальному механизму. Сегодня нет аргументов в пользу ведущей роли одного из этих процессов. Геологические предпосылки и широкий набор признаков масштабной работы гидротермальных систем в регионе известны и детально изучены, соотнесены с этапами кимберлитового и траппового магматизма, а также с длительными (протяженностью более 60 млн лет) постмагматическими циклами.

Хлоридная система крепких рассолов зависима от условий закрытости. В условиях длительного воздействия магматических расплавов и гидротермальных систем именно гидродинамическая изоляция локальных гидрогеологических резервуаров соляными экранами от выше- и нижезалегающих рассолоносных формаций обеспечивала сохранность, неразубоживание рапы в

межсолевых коллекторах. Солевые толщи как региональные флюидоупоры выступили важнейшим фактором формирования аномально высокой минерализации, характеризующей предельно насыщенные рассолы, обогащенные щелочными и ЩЗМ.

- [1] *Алексеев С.В., Вахромеев А.Г., Коцупало Н.П., Рябцев А.Д.* Промышленные рассолы Сибирской платформы: гидрогеология, бурение и добыча, переработка, утилизация. Иркутск: Географ, 2014. 162 с.
- [2] *Вахромеев С.А.* Краткий курс металлогении. Иркутск: Изд-во ИПИ, 1970. 137 с.
- [3] *Вахромеев А.Г.* Минерогения концентрированных рассолов осадочного чехла Сибирской платформы // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Вып. 25. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 86–97.
- [4] *Вахромеев А.Г.* Закономерности формирования и концепция освоения промышленных рассолов (на примере юга Сибирской платформы): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2009. 36 с.
- [5] *Вожов В.И.* Гидроминеральные ресурсы Сибирской платформы – основная база редкометалльной и йодобромной промышленности в XXI в. Томск, 2000. Т. 1. 395 с.
- [6] *Вожов В.И.* Подземные воды и гидроминеральное сырье Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. 209 с.
- [7] *Дзюба А.А.* Разгрузка рассолов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 156 с.
- [8] *Зелинская Е.В.* Теоретические основы изучения и рационального использования подземных рассолов. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. 98 с.
- [9] *Коцупало Н.П., Рябцев А.Д.* Химия и технология получения соединений лития из литиеносного гидроминерального сырья. Новосибирск: Гео, 2008. 291 с.
- [10] *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Эрнст Р.Е.* Тектоническая активность Земли на ранних этапах (4.56–3.4 (2.7?)) ее эволюции // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 815–832.
- [11] *Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В.* и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых // Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 1. 390 с.
- [12] *Пиннекер Е.В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 322 с.
- [13] *Шварцев С.Л.* О формировании крепких и предельно насыщенных подземных рассолов // Проблемы соленакопления / Ред. М.А. Жарков, А.Л. Яншин. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 1. С. 192–195.
- [14] *Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Vakhromeev A.G.* Brines of the Siberian platform (Russia): Geochemistry and processing prospects // Applied Geochemistry. 2020. V. 117. 104588.



## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДЕВОНСКОЙ АНТИДРОМНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СЕРИИ СИСИМСКОГО АРЕАЛА В МИНУСИНСКОМ ПРОГИБЕ НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И SR-ND ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

А.А. Воронцов

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

Породы антидромной сисимской серии участвуют в строении одноименного магматического ареала Минусинского прогиба. Они обнажаются в береговых разрезах Красноярского водохранилища, несогласно налегают на додевонские геологические комплексы Восточного Саяна и перекрываются послезиветскими терригенными отложениями. Магматические породы сисимской серии вскрыты в разрезах по рекам Убей и Сисим, которые имеют двухчленное строение. Нижние части (1100–1500 м) разрезов представлены вулканопирокластической толщей, которая сложена лавами, туфами, туфоигнимбритами и эксплозивными брекчиями переслаивающихся трахидацитов, риодацитов, риолитов, трахитов и трахиандезитов. Выше появляются редкие покровы базальтовых трахиандезитов и базальтов. Верхние части (800 м) разрезов представлены терригенно-осадочными отложениями нижнего и среднего девона, согласно перекрывающими вулканопирокластическую толщу. В разрезе по реке Сисим сосредоточены, по меньшей мере, четыре силла долеритов, каждый из которых варьируется по мощности от 20 до 80 м. С учетом отсутствия стратиграфических несогласий между вулканитами, пирокластикой и осадками и геологических свидетельств внедрения силлов в слаболитифицированные осадочные породы [1] одновозрастность всех геологических комплексов сисимской серии не вызывает сомнений. Их возраст установлен U-Pb методом по циркону из трахириолитов и составил  $407.5 \pm 0.2$  млн лет [2].

Составы пород сисимской серии варьируются в диапазоне 45–78 мас. %  $\text{SiO}_2$  и на TAS диаграмме расположены в области пород умеренно-щелочного ряда. Породы разделены на три группы в зависимости от  $\text{SiO}_2$ , мас. %: 1) базиты,  $45.0 < \text{SiO}_2 < 52.5$ ; 2) промежуточные породы,  $52.5 < \text{SiO}_2 < 65.0$ ; 3) сиалические породы,  $65 < \text{SiO}_2 < 78$ . В спектрах распределения редких литофильных элементов в базитах сисимской серии проявлены отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti и слабая дифференциация редкоземельных элементов. В промежуточных и сиалических породах содержания несовместимых элементов повышаются, в целом сохраняя те же особенности, которые проявляются в базитах. Кроме того, в породах с  $\text{SiO}_2$  более 63 мас. % появляются дополнительные минимумы по Ba, Sr и P. По мере увеличения  $\text{SiO}_2$  в сисимской серии крайне слабо проявлено накопление несовместимых элементов, при этом составы промежуточных пород либо приближены к составу верхней континентальной коры, либо слабо превышают его. Сиалические породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  более 69 мас. % характеризуются широким диапазоном вариаций несовместимых элементов. Среди них выделяются низкощелочные риолиты, которые в наибольшей степени обеднены Ba, Sr, P, Ti, легкими редкоземельными элементами. Первичные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  варьируются от 0.702537 до 0.704401 ( $\epsilon\text{Sr}(407.5)$  от –21.2 до +5.3) в базитах и от 0.703615 до 0.707351 ( $\epsilon\text{Sr}(407.5)$  от –5.9 до +47.2) в промежуточных и сиалических породах. Первичные значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  варьируются от 0.512335 до 0.5124221 ( $\epsilon\text{Nd}(407.5)$  от 4.3 до 6.0) в базитах и от 0.512233 до 0.512391 ( $\epsilon\text{Nd}(407.5)$  от 2.3 до 5.4) в промежуточных и сиалических породах.

Существует сходство между базитами антидромных и гомодромных серий. Эталоном последних является Батеневская базальт-андезит-трахитовая серия центральной части Минусинского прогиба [3]. Базиты антидромной сисимской и гомодромной батеневской серий близки между собой по суммарной щелочности и по содержаниям Rb, Th, U, K, Nb, Ta, La, Ce. Для базитов обеих серий характерны широкие вариации  $\text{MgO}$ , что указывает на значимую роль магматической дифференциации мантийных расплавов.

Геологические данные для сисимской серии указывают на отсутствие в основаниях разрезов пород основного состава, что затрудняет отнесение промежуточных и сиалических пород к продуктам фракционирования базитовых магм. Очевидно, что в модели эволюции мы вынуж-

дены принять некоторые допущения и опираться преимущественно на геохимические и изотопные данные. По мере увеличения  $\text{SiO}_2$  в породах на фоне общего накопления некогерентных элементов наблюдаются их широкие вариации, при этом происходит увеличение  $\epsilon\text{Sr}(407.5)$  и уменьшение  $\epsilon\text{Nd}(407.5)$ . Низкощелочной риолит с наиболее высокими значениями  $\epsilon\text{Sr}(407.5)$  и наиболее низкими значениями  $\epsilon\text{Nd}(407.5)$  обеднен несовместимыми элементами по сравнению со всеми другими типами пород в этой серии. Вероятно, его состав отвечает составу деплетированных анатектических магм, смешение которых с фракционированными базитовыми магмами подавляет накопление в них несовместимых элементов аналогично механизму формирования вулканической серии Батеневского поднятия. Однако в случае сисимской серии эта модель усложняется антидромной последовательностью образования пород и предполагает задержку первичных базитовых магм на недоступных для наблюдения глубинах.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР по теме № 0284-2021-0006 «Ультраосновные – основные комплексы Сибирского кратона и его складчатого обрамления: эволюция состава, геодинамические аспекты и рудный потенциал».

- [1] *Fedoseev G.S.* The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, western Siberia, Russia // *Bulletin of Geosciences*. 2008. V. 83. № 4. P. 473–480.
- [2] *Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К.* Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // *ДАН*. 2004. Т. 395. № 3. С. 367–370.
- [3] *Воронцов А.А., Ярмлюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф.* Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // *Петрология*. 2015. Т. 23. № 4. С. 386–409.



## СВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА С АНОМАЛИЯМИ ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ

В.И. Герман

Красноярск, Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья  
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, german3v@yandex.ru

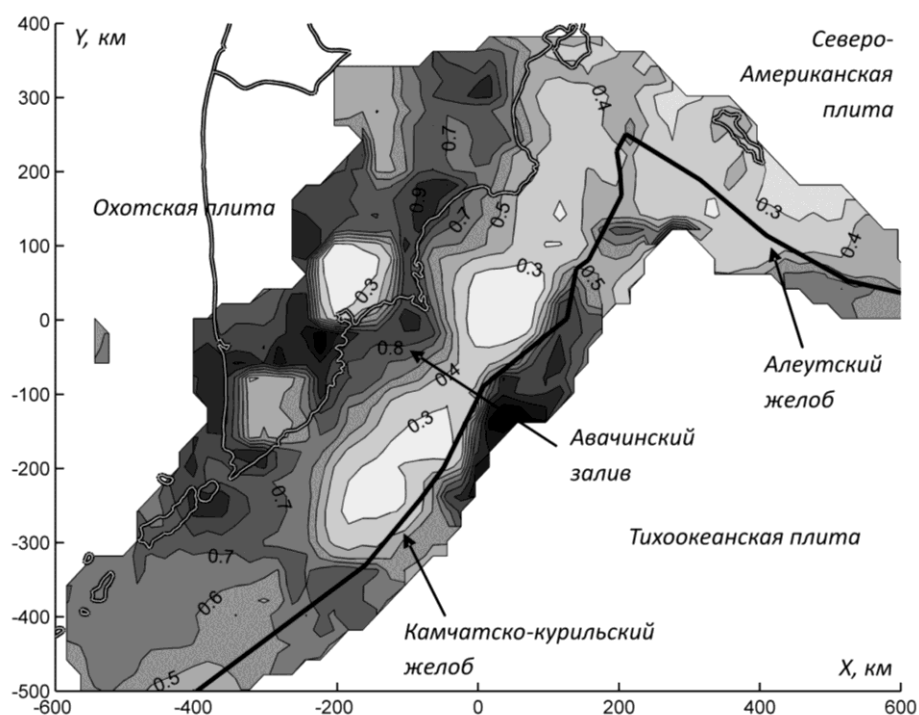
Сейсмичность традиционно описывают двумя основными характеристиками: активностью и значением тангенса угла наклона графика повторяемости. В таком описании, как правило, неявно предполагается стационарность сейсмического процесса.

Очевидно, что предположение о стационарности с отсутствием последствия в реальных условиях выполняется достаточно редко [2 и др.]. В то же время в последние годы на основе анализа каталогов сейсмических событий различных регионов было установлено, что распределение временных интервалов  $\Delta T$  между сейсмическими событиями в области представительных данных хорошо описывается одним и тем же законом распределения (функцией распределения) с точностью до масштабного параметра [1–3, 5–8]. Данная закономерность говорит о наличии подобия во временной структуре сейсмичности, которая определяется параметром формы распределения. Параметр масштаба при этом учитывает изменение уровня сейсмической активности в интервале  $I$  при изменении его параметров.

В работах [3, 8] на примере каталогов Южной Калифорнии, Токтогульского района, а также Байкальского, Камчатского и Камчатско-Курильского регионов было рассмотрено изменение функций распределения  $\Delta T$  при широком варьировании параметров энергетическо-пространственно-временного интервала  $INT$ , определяющего анализируемый набор данных. Было показано, что вид функции распределения  $\Delta T$  с точностью до масштабного коэффициента постоянен при варьировании энергетических параметров интервала  $INT$ , практически не чувствителен к изменениям временных параметров интервала  $INT$ . Для Токтогульского района, а также Байкальского региона при изменении пространственных параметров  $INT$  вид функции распределения  $\Delta T$  не имел значимых различий. В то же время для Южной Калифорнии, Камчатского и Камчатско-Курильского регионов наблюдалось, что тип функции распределения  $\Delta T$  при изменении пространственных параметров интервала  $INT$  был не стабилен. Причиной такого поведения должны быть аномалии временной структуры сейсмичности в пространстве [3].

Показано, что вид функции распределения временных интервалов между последовательными сейсмическими событиями  $\Delta T$  хорошо аппроксимируется функциями распределения Вейбулла  $F(\Delta t) = 1 - \exp(-A \Delta t^k)$ , где  $A$  – масштабный параметр, а  $k$  – параметр формы (рисунок). Значение параметра формы определяет характер изменения значения плотности вероятности возникновения очередного события спустя временной промежуток  $\Delta t$  после возникновения последнего зарегистрированного. При  $k=1$  имеет место стационарный пуассоновский процесс без взаимного влияния событий. Распределение с  $k$  меньше 1 свидетельствует о группировке землетрясений во времени (вероятность возникновения нового землетрясения после последнего зарегистрированного со временем уменьшается). Соответственно значения  $k$  больше 1 говорят о наличии «отталкивания» землетрясений.

Наиболее значимые изменения параметра формы  $k$  по пространству наблюдаются для Курило-Камчатского региона. Там отмечается наличие мощной протяженной аномалии со значениями  $k$  меньше 0.5, граница которой проходит по Курило-Камчатскому глубоководному желобу, разделяющему Охотскую плиту и сдвигающуюся под нее Тихоокеанскую литосферную плиту. Наличие группирования землетрясений в данной области может быть связано с «зацеплениями» края Охотской плиты о Тихоокеанскую. Подобная, но менее выраженная аномалия проходит и вдоль Алеутского желоба – линии контакта Тихоокеанской плиты с Северо-Американской. Еще три аномалии находятся непосредственно на полуострове Камчатка. Их положение совпадает с местами вулканической активности.



**Изменение параметра формы  $k$  распределения Вейбулла, аппроксимирующего распределение временных интервалов  $\Delta T$  в области размером  $100 \times 100$  км.**

Дополнительно продемонстрировано, что отсутствие учета группирования землетрясений во времени приводит к существенному занижению оценок сейсмической опасности. Такие оценки могут быть исправлены путем определения степени группировки для каждой сейсмогенерирующей зоны с дальнейшим учетом этой информации при генерации синтетического каталога землетрясений, используемого для оценки интенсивности сотрясений.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» [4] (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>).

- [1] Герман В.И. Самоподобие временных интервалов между актами разрушения в горных породах на различных масштабных уровнях // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы 1-й Международной школы-семинара. Красноярск: СибГАУ, 2002. С. 66–72.
- [2] Герман В.И. Самоподобие временной структуры сейсмических событий на разных масштабных уровнях // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 66–74.
- [3] Герман В.И. Единая теория подобия структуры сейсмичности: статистический подход. Красноярск: СибГАУ, 2010. 80 с.
- [4] Чебров Д.В. Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66–91.
- [5] Bak P., Christensen K., Danon L., Scanlon T. Unified scaling law for earthquakes // Physical Review Letters. 2002. V. 88. 178501.
- [6] Corral A. Long-term clustering, scaling, and universality in the temporal occurrence of earthquakes // Physical Review Letters. 2004. V. 92. 108501.
- [7] German V. Analysis of temporal structures of seismic events on different scale levels // Pure and Applied Geophysics. 2006. V. 163. № 10. P. 2243–2258.
- [8] German V.I. Unified scaling theory for distributions of temporal and spatial characteristics in seismology // Tectonophysics. 2006. V. 424. № 3–4. P. 167–175.



## МНОГОСТАДИЙНОСТЬ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ЖИЛЬНЫХ КСЕНОЛИТОВ

А.А. Гибшер, В.Г. Мальковец, Р.А. Шелепаев, В.В. Егорова, А.Э. Изох

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

Процессы метасоматического обогащения, наряду с частичным плавлением, играют ведущую роль в химической трансформации литосферной мантии Земли. Следствие мантийного метасоматоза – как появление новообразованных минералов, так и изменение макро- и/или микроэлементного состава минералов перидотитов. Детальное изучение жильных мантийных ксенолитов из камптонитов Западного Сангилена позволило показать многостадийность процессов мантийного метасоматоза и установить родственные жилам интрузивы.

В пределах Западного Сангилена, сложенного метатерригенными комплексами и магматическими интрузивами кислого и основного состава, распространены дайки камптонитов агардагского комплекса. Они относятся к наиболее молодому проявлению базитового магматизма в регионе ~444 млн лет [1, 2] и содержат множество нижнекоровых и мантийных ксенолитов, значительную долю среди которых составляют жильные мантийные перидотиты шпинелевой фации глубинности [3, 4].

В ксенолитах обнаружены жилы разного минерального состава: амфибол-флогопит-клинопироксеновые, амфиболовые и клинопироксеновые. Детальное минералогическое и геохимическое исследование ксенолитов обнаружило следы интенсивного просачивания и диффузии метасоматических флюидов/расплавов в мантийном субстрате. На контакте шпинелевого лерцолита с амфибол-флогопит-клинопироксеновой жилой сохранились диффузионные профили обогащения как по главным ( $\text{TiO}_2$ , FeO,  $\text{Na}_2\text{O}$  и др.), так и по редким элементам (La, Ce, Zr и др.), а исходная лерцолитовая минеральная ассоциация замещена верлитовой. В зоне перехода лерцолит – верлит сохранились реликты ортопироксена в клинопироксене. Сохранившиеся диффузионные профили свидетельствуют о том, что внедрение жил произошло незадолго до захвата и выноса ксенолитов на поверхность. Изотопный состав Sr и Nd амфибол-флогопит-клинопироксеновой жилы ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Initial}} 0.702740 \pm 7$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Initial}} 0.51243 \pm 14$ ) в пределах ошибки совпадает с таковым вынесенных их на поверхность камптонитов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Initial}} 0.702715 \pm 01$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Initial}} 0.512399 \pm 1$ ), что указывает на формирование щелочно-базитового расплава при плавлении мантии, пронизанной жилами подобного состава. Данные выводы подтверждаются и экспериментальными исследованиями, указывающими на то, что образование щелочных, богатых калием, расплавов наиболее хорошо согласуется с моделью плавления ассоциации мантийный перидотит + флогопитсодержащие жилы [5].

В ксенолитах с амфиболовыми жилами наблюдаются ортопироксеновые реакционные зоны, сопоставимые по толщине с самой жилой, но диффузионные профили во вмещающем шпинелевом лерцолите отсутствуют. Формирование ортопироксена является следствием реакции оливина лерцолита с водным силикатным расплавом/флюидом. Изотопные характеристики Sr и Nd данной жилы ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Initial}} 0.702705 \pm 4$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Initial}} 0.512324 \pm 1$ ) совпадают с таковыми Правотарлашкинского габброидного массива (494.6 ± 9.5 млн лет, Sm-Nd датировка;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Initial}} 0.703706 \pm 2$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Initial}} 0.512249 \pm 10$ ), имеющего надсубдукционные характеристики [6], что указывает на образование сформировавших его расплавов в результате плавления мантии, пронизанной амфиболовыми жилами.

Таким образом, в мантийных ксенолитах из камптонитов агардагского комплекса Западного Сангилена запечатлены следы просачивания сквозь литосферную мантию базитовых расплавов на протяжении длительного интервала времени, начиная с коллизионного этапа (Правотарлашкинский массив, 494.6 ± 9.5 млн лет) и заканчивая трансформно-сдвиговым (камптониты агардагского комплекса, 444 ± 7.5 млн лет) [2, 7]. По мере внедрения силикатных базитовых расплавов в виде жил в мантийный субстрат происходит его обогащение и продуцируемые им выплавки постепенно меняют свой состав в сторону повышения щелочности.

Соответствие инициальных изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  наиболее раннего низкощелочного Правотарлашкинского троктолит-анортозит-габбрового массива и мантийных амфибол-ортопироксеновых жил указывает на их прямую генетическую связь. Возможны два варианта – либо амфибол-ортопироксеновые жилы являются частью сети подводящих каналов Правотарлашкинского массива, либо исходный расплав Правотарлашкинского массива сформировался в результате плавления перидотитов, пронизанных амфибол-ортопироксеновыми жилами.

Совпадение изотопных характеристик амфибол-флогипит-клинопироксеновой жилы и камптонитов агардагского комплекса указывает на их общий изотопный источник. Камптонитовый расплав сформировался в результате плавления карбонатизированных флогипит-клинопироксеновых жил, а сохранившаяся диффузионная зональность минералов указывает на временную близость процесса внедрения жилы и процесса захвата ксенолитов и выноса их на поверхность камптонитовым расплавом.

- [1] *Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А.* Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы – свидетельство проявления плюмового магматизма при коллизионных процессах // ДАН. 2001. Т. 378. № 6. С. 794–797.
- [2] *Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З.* Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилен на основании  $\text{Ar}/\text{Ar}$  и  $\text{U}/\text{Pb}$  датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.
- [3] *Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Похиленко Н.П.* Состав ордовикской литосферной мантии по данным изучения ксенолитов перидотитов из камптонитов нагорья Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс // ДАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 369–373.
- [4] *Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П.* Многостадийное метасоматическое обогащение литосферной мантии нагорья Сангилен (на примере контактовых ксенолитов из камптонитовых даек) // ДАН. 2014. Т. 454. № 6. С. 601–605.
- [5] *Foley S.* Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas // *Lithos*. 1992. V. 28. P. 435–453.
- [6] *Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтманн Р.* Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.
- [7] *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.* Модель тектонометаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.





## ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА УЧАСТОК ТРАССЫ БАМ (ОТ БАЙКАЛА ДО ОЛЕКМЫ)

Н.А. Гилёва<sup>1</sup>, В.И. Мельникова<sup>2</sup>, Я.Б. Радзиминович<sup>1,2</sup>

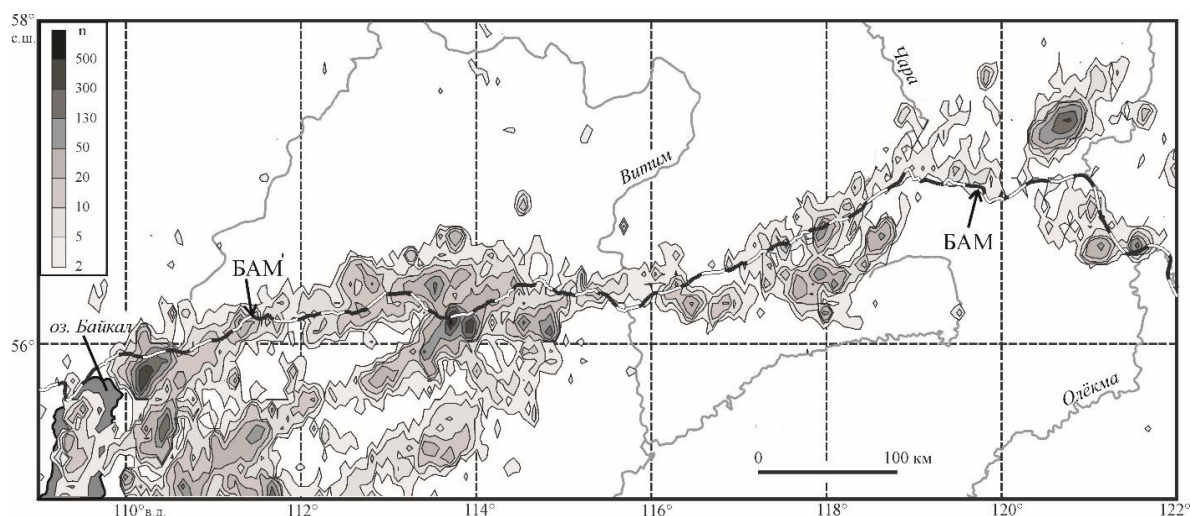
<sup>1</sup> Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, nagileva@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Байкальский участок трассы Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (БАМ) располагается на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) (от оз. Байкал до р. Олекма) и характеризуется высокой сейсмической активностью, частично отражающей современное развитие тектонических структур (рисунок). В районе Муйско-Куандинской впадины и в среднем течении р. Олекма за период инструментальных наблюдений 1957–1967 гг. зарегистрированы крупнейшие землетрясения с  $M_{LN}=6.5-7.6$  (9–10 баллов в эпицентре) [1], представляющие реальную опасность для промышленных и гражданских объектов. В целом же, эпицентры землетрясений различной магнитуды трассируют северо-восточное простирание основных рифтовых структур, при этом в поле эпицентров выделяются четыре области с повышенной плотностью сейсмических событий: вблизи Северного Байкала, в Северо-Муйском и Чарском районах, а также в среднем течении р. Олекма (рисунок).

Очевидно, что с течением времени трассе БАМ может грозить опасность серьезных сейсмических воздействий. Однако оценка масштаба таких воздействий затруднена из-за редкой заселенности района и, соответственно, недостаточного количества макросейсмических данных. Отрицательную роль при этом играет и отсутствие должного количества сейсмических станций. В связи с этим в данной работе предлагается теоретический расчет и анализ интенсивности сейсмических колебаний непосредственно на железнодорожном полотне и станциях БАМ.

Отметим, что в период эксплуатации трассы БАМ с 1985 г. по 2021 г. на рассматриваемой территории зарегистрировано более 150 тыс. землетрясений с  $M \geq 1$ , при этом 1484 события являются потенциально ощутимыми ( $K_p > 9.5$ ;  $I_0 \geq 4$  балла). С целью расчета теоретической интенсивности сотрясений по уравнению Н.В. Шебалина (с региональным набором коэффициентов) [2] из числа ощутимых землетрясений было выбрано 270 событий с  $MS=2.1-6.6$ , для которых имеются достоверные определения глубины гипоцентров. Большая часть этих событий (83 %) локализовалась в пределах 20 км от полотна БАМ.



Карта плотности эпицентров землетрясений с  $K_p > 6.5$  за период 1977–2018 гг.

$n$  – число землетрясений на единичной площадке осреднения размером  $\varphi=0.04^\circ$ ,  $\lambda=0.05^\circ$ .

БАМ – Байкало-Амурская магистраль.

Расчеты показали, что интенсивность сейсмических колебаний от рассмотренных землетрясений в ближайших к их эпицентрам точках на полотне БАМ составила от 4 до 8–9 баллов, при этом более половины событий ощущались с интенсивностью менее 5 баллов. Наибольшую расчетную интенсивность сотрясений для железнодорожного полотна (8–9 баллов) в период эксплуатации БАМа обеспечили Кичерское (21.03.1999 г.,  $M_S=6.1$ ,  $\Delta=7.6$  км) и Чарское (21.08.1994 г.,  $M_S=6.2$ ,  $\Delta=5.5$  км) землетрясения. Согласно средней повторяемости сейсмических событий в БРЗ и в Олекмо-Становой сейсмической зоне возникновение землетрясений с  $M=6.0–6.8$  (8–9 баллов) возможно один раз в 4 года, а с  $M=6.9–7.7$  (9–10 баллов) – один раз в 30–40 лет [3]. Эти оценки весьма приблизительны, и совершенно очевидно, что требуется новая информация.

В заключение можно отметить, что использование теоретических подходов к расчету интенсивности сейсмических колебаний от ближайших землетрясений будет полезно при оценках и обеспечении сейсмической безопасности трассы БАМ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00823).

- [1] *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.* / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.
- [2] *Shebalin N.V. Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1972. V. 6. № 4. P. 316–323. doi:10.1016/0031-9201(72)90016-7.*
- [3] *Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельников А.И., Гриб Н.Н. Эволюция сейсмотектонических процессов северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. 232 с.*



## ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ДОКЕМБРИЙСКОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ДАННЫЕ ПО ДЕТРИТОВЫМ ЦИРКОНАМ ИЗ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Д.П. Гладкочуб, А.В. Иванов, Т.В. Донская, З.Л. Мотова, Е.В. Решетов

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

Свидетельства докембрийского алмазоносного магматизма локально присутствуют в отдельных регионах мира, в частности в Бразилии, в Венесуэле, на северо-востоке Канады, во Французской Гвиане, в ЮАР, в Западной Австралии, а также в Индии (см. актуальный обзор в [1]). Предположения о существовании докембрийского алмазоносного магматизма на площади Сибирской платформы были высказаны в работе М.П. Метелкиной с соавторами [2] и развиты в статье В.П. Афанасьева и Н.П. Похиленко [3], в которой авторы в качестве аргументов в поддержку данной гипотезы опираются на анализ алмазов из россыпей на севере платформы и на допущение рифейского ( $1268 \pm 12$  млн лет, Rb-Sr изохрона по валу породы [4]) возраста лампроитов Ингашинского поля, располагающегося в южной части Сибирской платформы. Однако упомянутые выше россыпи имеют палеозойский и мезозойский возраст, а лампроиты были образованы не раньше чем 300 млн лет назад [5]. Таким образом, можно констатировать, что прямых доказательств существования докембрийского этапа алмазоносного магматизма в Сибири до настоящего времени не существовало.

Ситуация кардинальным образом изменилась после того, как алмазы были обнаружены в породах позднедокембрийского осадочного чехла, а именно в отложениях хужирской свиты мотской серии венда. Информация об этом была размещена в открытых источниках, касающихся вопросов недропользования. Эти находки алмазов приурочены к Хужирскому месторождению золота, локализованному в конгломератах, относимых к одноименной свите. Следует отметить, что и само по себе это месторождение является уникальным по своей природе и единственным в России объектом, относящимся к нетрадиционному геолого-промышленному типу золоторудных месторождений. Наиболее известным генетическим аналогом Хужирского месторождения в мире является месторождение Витватерсранд, располагающееся в ЮАР.

С целью определения возрастной позиции алмазосодержащих, золотоносных отложений хужирской свиты мотской серии было выполнено изотопное датирование детритовых цирконов, выделенных из этих осадочных пород.

Изученные алмазосодержащие терригенные образования локально распространены на площади Булунского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы, где на высокометаморфизованных породах раннедокембрийского фундамента с резким угловым несогласием залегают слабоизмененные осадочные отложения позднего докембрия. Последние представлены отложениями мотской серии, которая подразделяется на три свиты (снизу вверх): хужирскую – терригенную (с алмазосодержащими золотоносными конгломератами), шаманскую – карбонатно-терригенную и иркутскую – преимущественно карбонатную. Основным объектом исследований стали отложения хужирской свиты, разрез которой в пределах месторождения начинается с вишнево-серых мелкогалечных золотоносных конгломератов и полимиктовых песчаников с прослоями и линзами алевролитов. Мощность свиты составляет 90–180 м. На прилегающих территориях на породах хужирской свиты согласно залегают карбонатно-терригенные отложения шаманской свиты мотской серии.

Находки алмазов приурочены к пологозалегающему пласту золотоносных конгломератов, располагающемуся в нижней части разреза хужирской свиты, мощность которого варьируется от 1.0 до 7.5 метра.

До недавнего времени вывод о накоплении отложений мотской серии в венде принимался по результатам межрегиональных стратиграфических корреляций и биостратиграфических исследований [6, 7]. Новые данные, а именно результаты датирования детритовых цирконов из пород шаманской [8] и иркутской [9] свит мотской серии, подтверждают это допущение.

Для того чтобы непосредственно определить верхнее возрастное ограничение времени накопления отложений хужирской свиты, из ее разреза непосредственно в районе Хужирского месторождения были отобраны три пробы песчаников (№ 21171, 21166 и 21163) для изотопного изучения содержащихся в них детритовых цирконов методом U-Pb LA-ICP-MS, которое было выполнено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН на масс-спектрометре Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite.

Из 126 проанализированных зерен детритового циркона, отобранных из образца 21163, конкордантные значения были получены для 114 зерен. Основные возрастные пики соответствуют значениям 625 млн лет (13 %), 775 млн лет (25 %), 1859 млн лет (20 %), 2573 млн лет (9 %) и 2743 млн лет (12 %).

Из образца 21171 было выделено и проанализировано 118 зерен детритового циркона, из которых для 110 зерен были получены конкордантные значения. Основные возрастные пики отвечают значениям 615 млн лет (8 %), 781 млн лет (39 %), 1851 млн лет (17 %), 2299 млн лет (5 %), 2537 млн лет (17 %) и 2835 млн лет (5 %).

Из 186 проанализированных зерен детритового циркона, отобранных из образца 21166, конкордантные значения были получены для 162 зерен, которые формируют возрастные пики, соответствующие значениям 617 млн лет (26 %), 1875 млн лет (35 %) и 2797 млн лет (23 %).

Проведенные исследования показали, что основные возрастные пики, в том числе наиболее молодой пик, одинаковы во всех трех образцах и перекрываются в пределах расчетных погрешностей. Среднее значение трех минимальных оценок возраста составляет 617 млн лет, что соответствует началу эдиакарского периода, согласно международной стратиграфической шкале.

Объединение данных для всех трех образцов на одной диаграмме с конкордией и графике плотности вероятности показало, что основные возрастные пики составляют 617 млн лет (21 %), 779 млн лет (22 %), 1871 млн лет (29 %), 2563 млн лет (11 %), 2789 млн лет (15 %) и 3235 (3 %). Первый пик близок времени проявления в регионе карбонатитового и щелочно-силикатного магматизма [10]. Второй пик является доминирующим пиком геологических комплексов Тувинско-Монгольского микроконтинента Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАСП) [11–13], а наиболее древние четыре пика отвечают возрастам проявления основных магматических и метаморфических процессов в Сибирском кратоне [14].

Таким образом, можно констатировать, что возраст хужирской свиты является позднедокембрийским и, соответственно, обнаруженные в ней алмазы поступили в осадочных бассейнах из докембрийских алмазоносных источников.

Потенциально подобные источники могли ассоциировать с докембрийскими магматическими комплексами мантийной природы, известными в пределах южной части платформы, представленными в пределах Жидойского ( $632 \pm 2$  млн лет) и Белозиминского ( $643 \pm 3$  млн лет) массивов [10]. Наличие подобных комплексов позволяет допускать, что параметры геологической среды могли обеспечивать возможность проявления в регионе родственного этим щелочным образованиям более древнего или близковозрастного, но в любом случае докембрийского алмазоносного кимберлитового и/или лампроитового магматизма.

Рассматривая возможность поступления обломочных алмазов со стороны позднедокембрийского орогена, следует отметить, что в областях ЦАСП, прилегающих к бассейнам накопления отложений мотской свиты, не отмечено геологических комплексов архейского возраста, которые, согласно правилу Клиффорда, могли бы потенциально выступать в качестве вмещающих пород для докембрийских алмазоносных кимберлитов и/или лампроитов. В связи с этим структуры ЦАСП не могут рассматриваться в качестве возможных источников сноса алмазов в отложения хужирской свиты.

Касаясь вопроса о перспективности всей полосы выходов отложений хужирской свиты позднедокембрийского чехла на юге Сибирской платформы на обнаружение обломочных алмазов, можно отметить, что обнадеживающего ответа, вероятнее всего, нет. Это утверждение обусловлено высокой степенью гетерогенности структуры фундамента платформы в пределах его Присаянского выступа. Как следует из схемы геологического строения территории [15], к северо-западу от Булунского блока располагаются более молодые структуры – неоархейский Бирюсинский блок и палеопротерозойский Урикско-Ийский грабен, а к юго-востоку – архейские Онотский и Иркутный блоки Шарьжалгайского выступа. Следовательно, не везде в пределах южного фланга платформы были обеспечены условия зрелости литосферы, необходимые для формирования алмазоносных кимберлитовых и/или лампроитовых магм. Следует отметить, что в возрастных аналогах хужирской свиты, входящих в присаянский региональный горизонт, а именно в

отложениях усть-тагульской свиты на северо-западе и ушаковской свиты на юго-востоке, не отмечены ни находки алмазов, ни проявления россыпной золотоносности. Подобное обстоятельство может свидетельствовать о локальном характере обогащения отложений этого возрастного уровня как золотом, так и продуктами разрушения докембрийских алмазоносных образований, проявившемся только лишь в районе развития отложений хужирской свиты.

Перспективы обнаружения докембрийских коренных источников алмазов (трубок, массивов или жил) в пределах рассматриваемой территории, как и в целом на юге Сибирской платформы, могут быть оценены как достаточно невысокие в связи с тем, что алмазоносные породы, с большой долей вероятности, могли быть полностью эродированы на протяжении длительной и интенсивной геологической эволюции данной территории.

- [1] *Kjarsgaard B.A., de Wit M., Heaman L.M., Pearson D.G., Stiefenhofer J., Janusczyk N., Shirey S.B.* A review of the geology of global diamond mines and deposits // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2022. V. 88. P. 1–118.
- [2] *Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В.* Геологические предпосылки алмазоносности докембрийских терригенных формаций Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. 1975. № 12. С. 82–89.
- [3] *Афанасьев В.П., Похиленко Н.П.* Докембрийская алмазоносность Сибирской платформы: признаки и масштабы // *Отечественная геология*. 2019. № 4. С. 54–65.
- [4] *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лаценов В.А.* Докембрийские лампроиты Присяянья // *ДАН*. 1993. Т. 329. № 3. С. 328–331.
- [5] *Гладкочуб Д.П., Костровицкий С.И., Донская Т.В., ДеВаэле Б., Мазукабзов А.М.* Возраст цирконов из алмазоносных лампроитов Восточного Саяна как индикатор известных и ранее не установленных эндогенных событий на юге Сибирского кратона // *ДАН*. 2013. Т. 450. № 5. С. 567–572.
- [6] *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- [7] *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic – Early Cambrian rifting and collisional events // *Geological Society of America. Special Papers*. 2007. V. 423. P. 549–578.
- [8] *Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б.* Возраст детритовых цирконов и вещественные характеристики терригенных пород Присяянского регионального стратиграфического горизонта южной окраины Сибирской платформы // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 19. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 177–180.
- [9] *Marusin V.V., Kolesnikova A.A., Kochnev B.B., Kuznetsov N.B., Pokrovsky B.G., Romanyuk T.V., Karlova G.A., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M.* Detrital zircon age and biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the Ediacaran–Cambrian transitional interval in the Irkutsk Cis-Sayans Uplift, southwestern Siberian Platform // *Geological Magazine*. 2021. V. 158. № 7. P. 1156–1172.
- [10] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Поздне-рифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // *ДАН*. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
- [11] *Kuzmichev A.V., Kröner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W.* The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in Central Asia // *Precambrian Research*. 2005. V. 138. P. 125–150.
- [12] *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
- [13] *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- [14] *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M.* Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2011. V. 19. № 3. P. 751–763.
- [15] *Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андрющенко С.В., Денисенко Е.П., Пермьяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Ангаро-Енисейская. Масштаб 1:1000000. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.



## МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС И СОСТАВНОЙ МИКРОКОНТИНЕНТ АМУРИЯ: ПРОБЛЕМА ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ – ПАЛЕОЗОЕ

И.В. Гордиенко<sup>1</sup>, Д.В. Метелкин<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, gord@pres.bsnet.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, metelkindv@ipgg.sbras.ru

Складчатое обрамление юга Сибирской платформы является результатом длительной и сложной геодинамической эволюции. Каркас структуры формируют субдукционно-аккреционные комплексы, кратонные террейны и осадочные отложения окраинно-континентальных бассейнов, сформированные в ходе эволюции Палеоазиатского (ПАО) и Монголо-Охотского (МОО) палеоокеанов. История заложения, эволюция их котловин являются предметом дискуссии. С первым традиционно связывают преимущественно неопротерозойско-раннепалеозойские структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), со вторым – позднепалеозойско-мезозойские структуры Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП). Существует несколько подходов и схем их тектонического районирования. Одним из наиболее сложных вопросов является обоснование гипотетической структуры Амурского микроконтинента и его связь с МОСП [1–6].

Пожалуй, наибольшую популярность получили тектонические построения, выполненные Л.М. Парфеновым с соавторами [2, 7]. В них структуре МОСП отводится узкая полоса террейнов, примыкающая непосредственно к Сибирскому кратону. Все остальное пространство к югу занимает композитная структура Амурского микроконтинента или составного супертеррейна, который был сформирован внутри ПАО и присоединился к МОСП при закрытии МОО в мезозое [1, 3, 8]. Однако такая интерпретация во многом противоречит геолого-геофизическим данным, полученным в разные годы при участии авторов [4–6, 9–11]. Одной из главных причин неоднозначности существующих построений является отсутствие увязанных между собой петролого-геохимических, биостратиграфических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных по ключевым тектоническим единицам композитной структуры юга Сибири, включая террейны МОСП и Амурсии в их традиционных границах. Примеры указанного комплексного подхода к их изучению [6, 10, 11] позволили собрать систему доказательств в пользу того, что заложение и ранний этап функционирования МОО прямо связаны с эволюцией ПАО. Находки офиолитов ордовикского и силурийско-девонского возраста во многих местах Центральной, Северной Монголии и Центрального, Восточного Забайкалья позволяют доказать наличие океанского бассейна как минимум в раннем палеозое. Также имеются пока немногочисленные свидетельства неопротерозойского возраста пород офиолитовой ассоциации в составе этих структур [11, 12], а палеомагнитные данные указывают на окраинно-сибирское положение вендско-раннепалеозойских осадочных бассейнов, традиционно рассматриваемых среди составных элементов Амурского супертеррейна [5, 6, 10]. Весь этот набор данных позволил предложить новую тектоническую концепцию, согласно которой МОО унаследованно развивается с неопротерозоя вместе с ПАО, а его заключительная мезозойская стадия взаимоувязана с Палеоокеаном. При этом существование микроконтинента Амурсии подвергается сомнению. В рамках этой концепции в состав МОСП предлагается включить гораздо большую территорию складчатого обрамления юга Сибирского кратона, зажатую между Монголо-Охотской сутурой и Главным Монгольским линейментом [5].

По существу, МОСП надстраивает структуру ЦАСП на востоке, включает весь набор структурно-вещественных комплексов, характерных для ПАО. В частности, на территории Монголии и Забайкалья, на которую приходится 2/3 длины пояса, широко распространены индикаторные мезопротерозойско-неопротерозойские (байкальские), венд-раннепалеозойские (каледонские), позднепалеозойские (герцинские) ассоциации.

Для структур байкальского этапа развития МОСП преобладающими являются неопротерозойские метаморфические блоки, включающие, предположительно, обломки древнейших кратонных массивов, которые обособились на этапе заложения океанических бассейнов ПАО, после распада Родинии. В строении этих блоков обнаружены фрагменты преобразованной океанической коры, надсубдукционных островодужных ассоциаций, включая реликты реоморфизованных гранитоидов островодужного типа. В качестве примера можно назвать урулюнгуевский комплекс с возрастом 804–784 млн лет в пределах Аргунского террейна [5], гранитоиды с возрастом 888–859 млн лет в Сонгинском выступе на западе Хангайского террейна [12], считавшиеся раннепротерозойскими, габбро-диорит-гранитные серии с возрастом цирконов  $583 \pm 6$  и  $607 \pm 8$  млн лет в пределах Мамынского террейна [8]. Последние ставят под сомнение предполагавшееся широкое распространение архей-раннепротерозойских кристаллических комплексов в составе метаморфических террейнов байкальского этапа развития МОСП.

К раннекаледонскому этапу относятся типичные офиолитовые ассоциации, гайоты, осадочно-вулканогенные серии островодужного генезиса, соответствующие активной стадии развития ПАО, а также окраинно-континентальные осадочные бассейны, реликты которых обнаружены в пределах Хангайского, Хэнтэй-Даурского, Аргунского и смежных террейнов. В традиционном представлении они составляют ядро Амурского составного блока, сформированного в позднем палеозое на противоположной стороне МОО. Однако полученные палеомагнитные и биостратиграфические данные вполне однозначно свидетельствуют о их расположении вблизи Сибирского палеоконтинента, в близкой к современной пространственной конфигурации уже с конца венда [6].

Герцинские структурно-вещественные комплексы в пределах МОСП хорошо известны и традиционно описываются в большинстве тектонических схем [1, 2]. Авторы полагают, что к середине палеозоя в результате аккреционно-коллизийных событий МОО утратил связь с ПАО и постепенно принял вид крупного «залива» Палеоокеаники. Его закрытие и окончательное оформление структуры МОСП произошло в поздней юре – раннем мелу в результате последовательного, с запада на восток, схождения континентальных масс Сибирской окраины и Северного Китая при определяющей роли сдвиговой тектоники [5]. При этом большая часть рассматриваемых нами структур, вероятно, располагалась вблизи Сибирской окраины.

Таким образом, МОСП в предлагаемых нами границах представляется как длительно развивавшаяся аккреционно-коллизийная система, продолжающая ЦАСП к востоку. В геологической истории МОСП и связанных с ним океанических бассейнов существование крупного экзотического Амурского супертеррейна как самостоятельной тектонической структуры не находит своего подтверждения. Большинство метаморфических ассоциаций, которые считались архейско-раннепротерозойскими ядрами кратонных блоков, формирующих каркас Амурии, представляют преобразованные реликты надсубдукционных комплексов неопротерозоя. В так называемом чехле Амурского составного микроконтинента обнаружены океанические и островодужные ассоциации, а индикаторные осадочные бассейны одного из его крупнейших элементов – Аргунского террейна – формировались в непосредственной близости от окраины Сибири, что противоречит традиционной концепции об эволюции Амурии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, бюджетной темы лаборатории геодинамики Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (гос. номер АААА-А21-121011890029-4), РФФИ (проект № 19-05-00312а) и РНФ (проекты № 22-27-20141 и 21-17-00052).

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1990. 327 с.
- [2] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
- [3] Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- [4] Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтэй-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063–1097.
- [5] Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318–341.

- [6] Gordienko I.V., Metelkin D.V., Vetluzhskikh L.I., Mikhaltsov N.E., Kulakov E.V. New paleomagnetic data from Argun terrane. Testing its association with Amuria and the Mongol-Okhotsk ocean // *Geophysical Journal International*. 2018. V. 213. P. 1463–1477.
- [7] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- [8] Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Тихоокеанская геология*. 2015. Т. 34. № 6. С. 3–15.
- [9] Gordienko I.V. Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold belt // *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. 1994. V. 9. № 4. P. 429–433.
- [10] Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Ветлужских Л.И., Михальцов Н.Э. Геологическое строение и палеомагнетизм вендских и нижнекембрийских отложений Аргунского террейна (Восточное Забайкалье) // *ДАН*. 2013. Т. 449. № 2. С. 189–195.
- [11] Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Томуртогоо О., Гонегер Т.А. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 3. С. 365–379.
- [11] Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.



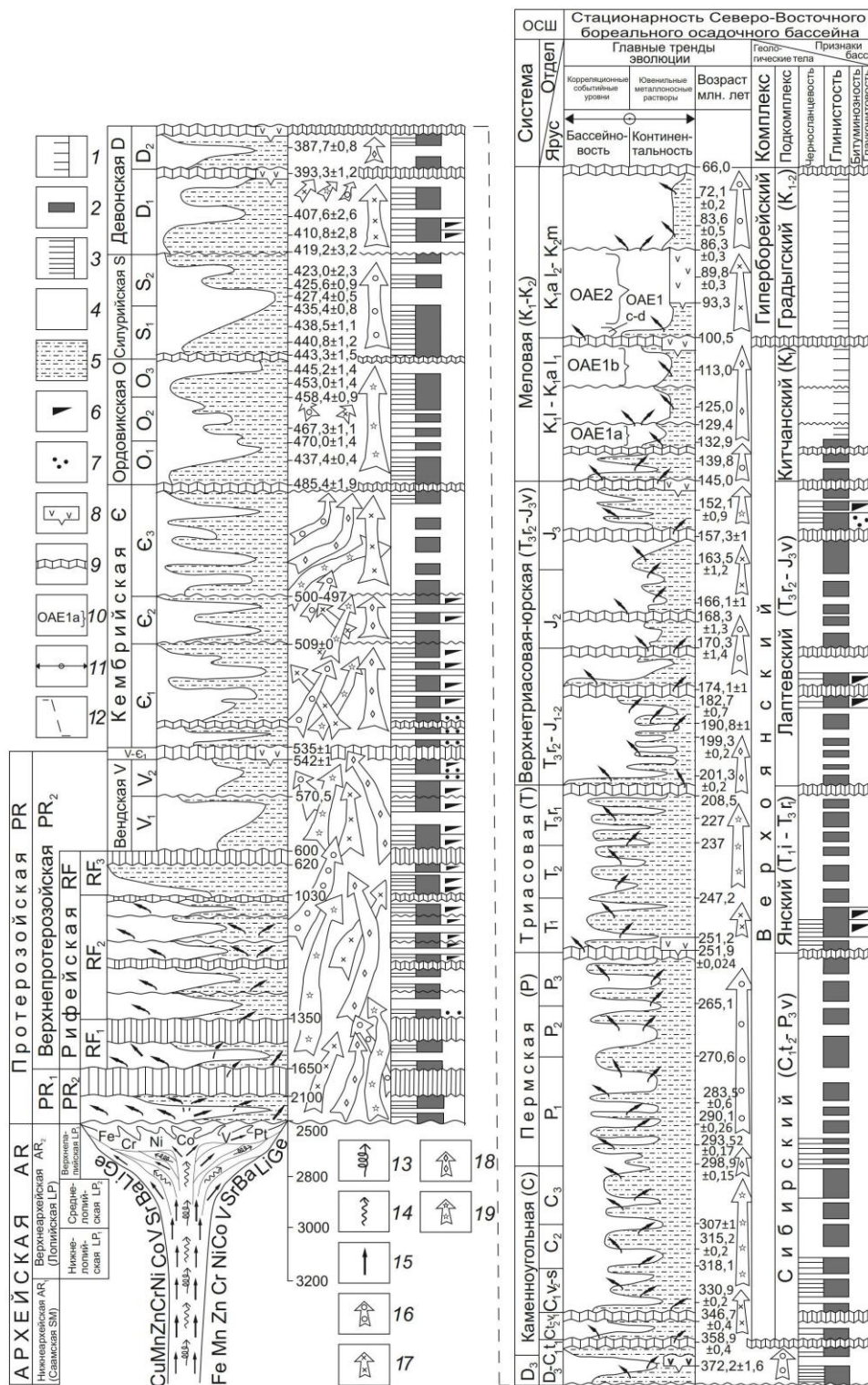


## **ВОСТОЧНО-СИБИРСКИЙ БОРЕАЛЬНЫЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: ФОРМИРОВАНИЕ, ПРОДУКТИВНОСТЬ (ЗОНА ПЕРЕХОДА «СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА – ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ»)**

**В.С. Гриненко, В.В. Баранов, Я.Б. Легостаева**

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

В известных тектонических концепциях – тектоники литосферных плит (новой глобальной тектоники) и стадийного развития земной коры – почти не рассматриваются проблемы формирования и последующей эволюции древних структур кристаллического фундамента в совокупности с залегающим выше расслоенным осадочным чехлом, развитым на востоке Сибирской платформы [1–3]. Между тем без анализа основных закономерностей глубинной тектоники и выяснения бассейновой и/или внутриконтинентальной тектоники в зоне перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» вряд ли возможен дальнейший прогресс в расширении общего кругозора знаний в теории глобального тектогенеза. Настоящая работа посвящена погребенным структурам фундамента и осадочного чехла и их перспективной, по ряду возрастных срезов, продуктивной специализации, особенность которой, в целом, позволяет разделить рудоносные структуры на рудогенерирующие, рудоконцентрирующие и рудовмещающие. Они формировались как в фундаменте платформы, так и в расслоенном разрезе осадочного чехла в процессе его длительной эволюции с поярусным (от древних к молодым) телескопированием в осадочный слой суперконцентраций металлов и геохимических элементов концентрированных углеводородов в виде эквивалентных им по масштабу и морфологии обособленных рудных районов и потенциально перспективных нефтегазовых территорий. Исследованиями определена доминирующая позиция Восточно-Сибирского осадочного бассейна в общей системе морей бореального (Арктического) палеобассейна. В его эволюции основную роль сыграли два основных геологических фактора: эвстатический и тектонический. Эвстатика предопределила цикличность седиментогенеза. С тектонической активизацией связано формирование в палеобассейне разнофациальных районов, конседиментационных поднятий и крупных питающих провинций. Показано, что осадконакопление происходило на консолидированной континентальной коре в процессе эволюции Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна на протяжении более 1580 млн лет в ходе развития бореальных специфик морского седиментогенеза и интенсивной аккумуляции осадков из ландшафтов континентальной суши. Внутри осадочного чехла прослежены три структурных яруса: карбонатная платформенная плита, промежуточный ярус, комплекс перекрытия. Установлено, что к границам этих структурных ярусов приурочена не только смена седиментогенеза, но и активная вулканическая деятельность. Впервые предложена модель, обосновывающая в изученном интервале комплексную продуктивную специализацию осадочного палеобассейна, включающую в комплексную группу благородные металлы (в т.ч. с Pt), элементы халькофильной, сидерофильной и редкоземельной специализаций, тяготеющих в площадном отношении как к погребенным расслоенным архей-раннепротерозойским Тюнговскому и Центрально-Якутскому базит-гипербазитовым абиссолитам, так и к Биякчано-Омолойскому грабену (рисунок). Палеогеографические реконструкции показывают, что подобные процессы телескопирования в осадочный слой суперконцентраций металлов и концентрированных углеводородов в виде эквивалентных им по масштабу и морфологии обособленных рудных районов и площадей, перспективных в отношении нефтегазоносности, как свойственны структурам западной периферии Верхояно-Колымской складчатой области (Хараулахский, Орулганский, Куранахский, Бараинский антиклинории), так и возможны при формировании погребенных структур осадочного чехла платформы, непосредственно прилегающих к складчатой области и сформированных в герцинскую эпоху и активизированных в «зоне перехода» в более молодые эпохи тектономагматической активизации (Кютюнгинский грабен, Среднеамгинская



**Модель Восточно-Сибирского борейного осадочного бассейна (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область»).**

1–3 – продуктивные горизонты: 1 – глинистые вмесштабные прослои и линзы, 2 – глинистые выдержанные прослои и пакки, 3 – черносланцевые морские фации; 4 – песчаные фации континентальных ландшафтов палеобассейна; 5 – глинистые фации акваторий палеобассейнов; 6 – битуминозные фации; 7 – глауконитовые фации; 8 – вулканогенно-осадочные образования; 9 – стратиграфический перерыв; 10 – событийные уровни корреляционные (аноксидные); 11 – положение в пространстве уровней трансгрессий и регрессий; 12 – линии корреляции стратиграфические; 13–14 – метаморфизм: 13 – региональный, 14 – локальный; 15 – массоперенос (интенсивный тепловой поток, резкие изменения РТ-условий, тектономагматическая активизация); 16–19 – ювенильные металлоносные растворы: 16 – литофильные и редкоземельные, 17 – халькофильные и благороднометалльные, 18 – сидерофильные; редкие и рассеянные, 19 – гранитофильные и гранитобонные.

палеоседловина, Хапчагайское конседиментационное и Сунтарское глыбовое поднятия, Бес-Кюэльская и Хоргочумская флексуры, Линденская, Лунгхинская, Ыгьяттинская и Кемпендяйская впадины).

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки России по темам FUEM-2019-0001, FUEM-2019-0002 и FUEM-2019-0003.

- [1] Баранов В.В., Гриненко В.С. Коэволюция цикличности седиментогенеза, этапности магматизма и стадий тектономагматической активизации в среднем палеозое – мезозое северо-востока Евразии // Геологический вестник Якутии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). № 1 (17). 2018–2019 гг. Якутск: Изд-во Минпромгео РС (Я), 2020. С. 123–138.
- [2] Гриненко В.С., Баранов В.В. Сибирский подкомплекс (С<sub>1v</sub>-P<sub>3vt</sub>) – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса: геологические тела, районирование, корреляция (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область») // Геологический вестник Якутии. Материалы по геологии и полезным ископаемыми Республики Саха (Якутия). 2018–2019 гг. Якутск: Изд-во Минпромгео РС (Я), 2020. С. 139–168.
- [3] Гриненко В.С., Баранов В.В., Девятов В.П. Северо-Азиатская черносланцевая рудоносная мегапровинция на северо-востоке Евразии и ее перспективная минерагения // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 36–55. doi:10.47765/0869-5997-2022-10009.



## ПОИСКИ ТЕРРЕЙНА, СТОЛКНУВШЕГОСЯ С ЕНИСЕЙСКОЙ ОКРАИНОЙ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В КОНЦЕ НЕОПРОТЕРОЗОЯ. 2. «АРХЕЙСКИЙ БЛОК» НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ИСАКОВСКОГО ДОМЕНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, Е.Ф. Бабицкий, А.С. Дубенский

Москва, Геологический институт РАН, danukalovamk@yandex.ru

Енисейский кряж представляет собой приподнятую окраину древнего Сибирского кратона, интенсивно переработанную в неопротерозое в результате надсубдукционных процессов и коллизионных событий. Первое коллизионное событие вдоль этой окраины зафиксировано в Центрально-Ангарской зоне кряжа по деформациям, анатексису и массовому выплавлению син- и посткинематических гранитов, пик продуктивности которых приходится на 860–880 млн лет [1]. Второе коллизионное событие также вырисовывается по косвенным признакам: по деформациям, прекращению магмогенерации в активной окраине Сибирского континента и заложению синорогенных прогибов. Последние заполнены не метаморфизованными в нижней части обломочными породами, залегающими несогласно на деформированных и метаморфизованных неопротерозойских комплексах. Присутствие вендских обломочных цирконов вблизи основания толщи синорогенных отложений позволяет датировать событие вендом. К началу кембрия активные тектонические процессы в регионе прекратились и началось накопление карбонатных пород и эвапоритов.

В обоих случаях неизвестно, что именно столкнулось с Сибирью. Если террейн, причленившийся в середине неопротерозоя, предположительно вновь был отсоединен от континента вследствие рифтогенеза [1], то блок, столкнувшийся с Сибирью во время вендской коллизии, должен оставаться «на месте». Перспективным районом для его поиска является западная (Исаковская) зона Енисейского кряжа, которая отличается присутствием пород офиолитовой ассоциации. На геологической карте кряжа [2, 3] в его северо-западной части показан выход архейских пород. Очевидно, что возможный древний континентальный блок, отделенный офиолитовым поясом от кратонных структур, – главный претендент на роль фрагмента искомого экзотического террейна.

Исаковский домен состоит из двух поясов, разделенных почти непрерывной узкой полосой океанических метабазитов, закартированных в качестве фирсовской свиты. Восточный пояс интерпретирован как аккреционная призма позднего неопротерозоя [4], западный ранее связывался с островодужной геодинамической обстановкой [5], но пока такая интерпретация не вполне подтверждается фактическими наблюдениями (Кузьмичев и др., данный сборник). Выход предполагаемого архея расположен именно в западном поясе, сложенном преимущественно метаосадочными породами киселихинской свиты и названном нами Киселихинским. Для большей части пород в ходе геологической съемки предполагалось вулканическое происхождение, однако массовое опробование выявило в них детритовое распределение возрастов цирконов и отсутствие ясного кластера, который можно было бы связать с синхронным вулканизмом. Пояс содержит тела серпентинитов и метагабброидов.

«Архейский блок» показан на картах в северной части этого пояса между выходами пород киселихинской свиты (на западе) и фирсовской свиты (на востоке). От последних он отделен широкой заболоченной низиной, что предполагает тектонический контакт. Породы «блока» доступны для изучения в почти непрерывных скальных обнажениях на правом берегу р. Енисей между устьем р. Осиновка и Осиновским порогом. В западной части этого выхода распространены зеленоватые однородные кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы, неотличимые от пород киселихинской свиты по другую сторону р. Осиновка. Восточнее степень метаморфизма постепенно повышается, появляется гранат, и ближе к фирсовским метабазитам преимущественно

обнажены кварц-альбит-хлорит-мусковит-гранатовые узловатые чешуйчатые серебристые кристаллические сланцы с редкими прослоями кварцита. В некоторых разностях предполагается присутствие силлиманита и корунда, пока не подтвержденное точными методами.

В ГИН РАН проанализирован циркон в трех образцах из «архейского блока» (Element 2, NWR 213). Они представлены мусковит-альбитовым кварцитом (124 конкордантных значения возраста), гранат-хлорит-мусковит-кварцевым узловатым сланцем с большим количеством аксессуариев (93 значения) и олигомиктовым кварцитом (82 значения). Все три образца показали сходное распределение возрастов циркона, что позволяет объединить аналитические данные. Преобладающая популяция цирконов (212 анализов из 299) принадлежит интервалу 880–1000 млн лет с главным пиком 925 млн лет и двумя дополнительными пиками 945 и 970 млн лет. Мезопротерозойских значений возраста 44. Здесь присутствует незначительный пик 1005 млн лет, который тяготеет к неопротерозойскому кластеру. Главный пик составляет 1210 млн лет, два менее выраженных кластера – 1375 и 1500 млн лет. Палеопротерозойских зерен 36 шт. Основные пики 1870 и 1985, дополнительный 2365 млн лет. Архейских зерен всего 7 со сгущением в районе 2720 млн лет.

Такое распределение совершенно нетипично для региона и указывает на близкий источник зерен с возрастом 925 млн лет, включающий также и более древние неопротерозойские цирконы в интервале до 1 млрд лет. Транспорт этих зерен с востока – со стороны осевой зоны Енисейского кряжа, пронизанной раннепротерозойскими гранитами, маловероятен. Там граниты имеют возраст 840–900 млн лет с пиковыми значениями 860 и 875 млн лет [1].

Таким образом, геохронологические данные свидетельствуют о следующем. 1. Метаморфические породы «архейского блока» образовались за счет осадочного протолита. Материнские осадки имеют неопротерозойский возраст и не могут быть древнее ~900 млн лет. Архейские породы в пределах данного блока отсутствуют. 2. Преобладающая популяция цирконов (2/3) принадлежит раннему неопротерозою, причем большая часть циркона происходит из гранитоидов(?) с возрастом 920–930 млн лет, и существенная часть соответствует началу неопротерозоя с пиковыми значениями 945 и 970 млн лет. То есть активный магматизм в области источника продолжался не менее 50 млн лет, и этим источником не мог являться ороген, располагавшийся на месте Енисейского кряжа, где подобные магматические породы не выявлены. Логично предположить, что снос осуществлялся с противоположной – западной – стороны. Такое предположение подтверждается существенной долей мезопротерозойских цирконов с широким диапазоном возрастов.

Из вышеперечисленного следует, что Киселихинский пояс (весь или частично) действительно может представлять собой террейн (Киселихинский террейн), раннепротерозойская магматическая (и вероятно геологическая) история которого отличается от таковой, установленной для центральных частей орогена Енисейского кряжа [1]. Этот террейн отделен от кратонной части кряжа восточной половиной Исаковского пояса, включающей океанические офиолиты, и, в свою очередь, содержит тела серпентинитов и базитов. Возникает вопрос о том, насколько экзотическим по отношению к Сибирскому кратону является этот террейн. Возможны два варианта. 1. Киселихинский террейн не имеет отношения к Сибирскому кратону, имеет самостоятельную раннепротерозойскую геологическую историю и причленился к Сибири только в венде. 2. Террейн представляет собой фрагмент Енисейской окраины Сибирского палеоконтинента, отчлененный от этой окраины во второй половине неопротерозоя и «вернувшийся обратно» в конце неопротерозоя. В таком случае конвергентные процессы, сопровождающиеся массовым выплавлением гранитоидов, начались на Енисейской окраине Сибирского палеоконтинента на 100 млн лет раньше, чем предполагалось нами ранее.

Вопрос может быть решен путем сопоставления главных возрастных популяций раннедокембрийских цирконов, присутствующих в метаосадочных толщах Осинковского блока «архей», с популяциями детритовых цирконов, выделенных из кварцитов мезопротерозойского чехла Сибирского кратона, заведомо происходящих из его фундамента.

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

[1] *Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V.* The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 115. P. 419–441.

[2] *Стороженко А.А., Васильев Н.Ф.* Карта золотоносности северной части Енисейского кряжа. Масштаб 1:200000. Красноярскгеолсъемка, 2012.

- [3] *Файбусович Я.Э., Варганов А.С., Воронин А.С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Западно-Сибирская. Лист Р-45 – Верхнеимбатск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2018. 225 с.
- [4] *Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Хубанов В.Б.* Фрагменты океанической литосферы в структуре Исаковской аккреционной призмы (Енисейский кряж): обоснование субдукции под окраину Сибирского палеоконтинента в позднем неопротерозое // Тектоника современных и древних океанов и их окраин: Материалы XLIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2017. С. 204–207.
- [5] *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 // ДАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.



## КОМПЛЕКСЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ПАЛЕОЗОИДАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА: ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН

К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков

Москва, Геологический институт РАН, degtkir@mail.ru, and8486@yandex.ru

Формирование современной литосферы океанического типа происходит в океанических, задуговых или преддуговых бассейнах и в энсиматических (внутриокеанических) островных дугах. В структуре позднедокембрийско-фанерозойских орогенных поясов комплексы океанической литосферы входят в состав офиолитовых разрезов различного типа. В настоящее время офиолиты понимаются как комплекс ассоциирующих в пространстве и времени ультраосновных, основных и кислых пород, которые являются продуктами нескольких фаз мантийного плавления и магматической дифференциации в определенных геодинамических обстановках. Многие офиолитовые разрезы стратиграфически перекрываются пелагическими (кремни, известняки) и/или богатыми Fe-Mn гидротермальными осадочными породами и могут подстилаться меланократовыми (амфиболиты, зеленые сланцы) метаморфическими породами, сформировавшимися при тектонических перемещениях офиолитов.

В настоящее время наиболее полной является классификация офиолитов по обстановкам их формирования [1, 2]. В соответствии с этой классификацией выделяются офиолиты, формирование которых не связано с субдукцией, и офиолиты, формирующиеся в связи с процессами субдукции. В состав каждой из этих групп входят несколько типов офиолитов. Офиолиты, на формирование которых не влияли субдукционные процессы, включают окраинно-континентальный, срединно-океанический и плюмовый типы офиолитов. Офиолиты, формирование которых связано с зонами субдукции, включают типы надсубдукционных зон и островных дуг. При этом офиолиты надсубдукционных зон формируются при инициализации субдукции (преддуговой бассейн) и в задуговых бассейнах.

В западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса комплексы океанической литосферы участвуют в строении палеозойских покровно-складчатых сооружений Казахстана, Тянь-Шаня, Западной и Восточной Джунгарии, где фрагменты офиолитовых комплексов приурочены к узким сложно построенным протяженным зонам.

В результате детальных комплексных исследований, проведенных в последние десятилетия, было изучено строение, особенности состава и установлены возрастные диапазоны формирования офиолитовых комплексов в западной части Центрально-Азиатского пояса. В этой части пояса офиолиты, как правило, входят в состав аккреционных комплексов и представлены в виде относительно небольших фрагментов, формирование которых могло происходить в различных геодинамических обстановках, полные офиолитовые разрезы сохраняются крайне редко.

### **Особенности строения и состава офиолитов различного типа в западной части Центрально-Азиатского пояса**

**Офиолиты, на формирование которых не влияли субдукционные процессы**, представлены в современной структуре только фрагментами, которые сложены преимущественно базальтовыми и кремнисто-базальтовыми толщами, слагающими небольшие пластины среди более молодых образований, гораздо реже сохраняются дайковый и плутонический комплексы. Достоверно фиксируется присутствие фрагментов офиолитовых разрезов срединно-океанического и плюмового типа.

Фрагменты офиолитов срединно-океанического типа установлены в Чистопольской, Ирадырской, Предчингизской, Северо-Балхашской и Агадырской зонах Казахстана, Киргиз-Терской зоне Северного Тянь-Шаня и на Южном Тянь-Шане. При этом плутонический и дайковый комплексы выявлены только в Чистопольской зоне. Плутонические породы здесь представлены габбро и габбро-норитами, прорванными дайками долеритов нескольких генераций.

Комплекс «дайка в дайке» состоит из параллельных даек мощностью от 5–10 до 40–50 см, в основном имеющих одностороннюю закалку, реже встречаются дайки с двухсторонней закалкой. Вулканические толщи сложены преимущественно подушечными базальтами, содержащими линзы или протяженные горизонты кремнистых пород, реже – линзы карбонатов. Мощность этих толщ может достигать нескольких сотен метров, их контакты с другими комплексами, как правило, тектонические. Геохимические особенности плутонических пород и эффузивов в наибольшей степени соответствуют обстановкам центров спрединга, находящихся вдали от зон субдукции. Шире распространены офиолиты плюмового типа, которые известны в Бошекульской, Джалаир-Найманской, Предчингизской, Майкаин-Кызылтасской, Тектурмасской, Северо-Балхашской зонах Казахстана, а также офиолитовых зонах Западной Джунгарии. Фрагменты офиолитов этого типа представлены только вулканогенно-осадочными толщами, слагающими пластины и блоки в структуре аккреционных комплексов. Разрезы сложены подушечными базальтами и трахибазальтами и их туфами с линзами и горизонтами карбонатов (в толщах кембрийского возраста) или кремнистых пород (в толщах ордовикско-девонского возраста). Наиболее древние (эдиакарские) образования такого типа представлены чередованием онколитовых известняков, кремнистых пород и щелочных базальтов. Мощность фрагментов офиолитов этого типа может достигать 1000 м и более. Геохимические особенности базальтов свидетельствуют об их принадлежности к породам ОИВ, формирование которых происходило в пределах океанических плато и подводных гор при участии плюмового источника.

**Офиолиты, формирование которых связано с зонами субдукции**, в рассматриваемом регионе распространены наиболее широко. Офиолиты надсубдукционных зон выявлены почти во всех структурах, содержащих фрагменты океанической литосферы, которые представлены всеми частями разреза. Присутствие наиболее полных разрезов мантийных реститов характерно для Северо-Балхашской и Джалаир-Найманской зон Казахстана и зоны Танбале Западной Джунгарии. Крупные фрагменты расслоенного, габбрового и дайкового комплексов выявлены в Джалаир-Найманской, Майкаин-Кызылтасской, Тектурмасской и Северо-Балхашской зонах. Фрагменты вулканогенных разрезов, относящиеся к офиолитам этого типа и сложенные подушечными базальтами, андезибазальтами с линзами и горизонтами кремнистых и туфогенных пород, известны почти во всех зонах. Состав плутонических и вулканических пород имеет все особенности, присущие комплексам, формирование которых происходило при инициации субдукции или в условиях задугового спрединга. Островодужные офиолиты могут быть выделены в Бошекульской, Джалаир-Найманской и Сатпаевской зонах Казахстана. Хорошо сохранившиеся комплекс мантийных реститов и расслоенный комплекс известны только в Сатпаевской зоне, при этом их мощность не превышает 1000 м. Шире распространены габброиды, прорванные многочисленными дайками, и дайковый комплекс, в котором дайки и вышележащие эффузивы имеют согласное залегание (комплекс «силл в силле»). Характерной особенностью офиолитов этого типа является присутствие крупных массивов тоналитов, гранодиоритов и плагиогранитов, прорывающих более древние образования (Бошекульская и Джалаир-Найманская зоны), реже гранитоиды слагают маломощные тела, залегающие на границе дайкового и эффузивного комплексов. Вулканические разрезы представлены либо слабодифференцированными базальт-андезибазальтовыми толщами (Сатпаевская зона), либо контрастными базальт-риолитовыми сериями (Бошекульская зона), которые вверх по разрезу сменяются типичными для островных дуг дифференцированными вулканитами. Особенности состава островодужных офиолитов характерны для надсубдукционных образований.

С офиолитами могут ассоциировать различные осадочные, туфогенные и вулканогенно-осадочные толщи, особенности состава которых, как правило, определяются обстановками формирования подстилающих комплексов.

#### **Возрастной диапазон офиолитов в западной части Центрально-Азиатского пояса**

Характерной особенностью западной части Центрально-Азиатского пояса является отсутствие достоверно установленных офиолитовых комплексов доэдиакарского возраста, широко распространенных в восточной и центральной части пояса. Наиболее древний возраст (около 570 млн лет) имеют фрагменты офиолитов плюмового типа в зоне Майли Западной Джунгарии, к такому же типу относятся и самые молодые фрагменты (около 390 млн лет), выявленные в зонах Дарбуг и Карамай в Западной Джунгарии. Несмотря на широкий возрастной диапазон офиолитовых комплексов в рассматриваемой части Центрально-Азиатского пояса, в основном они являются раннепалеозойскими. Большинство офиолитов палеозой Казахстана и Северного Тянь-Шаня имеют раннекембрийский (Джалаир-Найманская, Бошекульская, Северо-Балхаш-



ская, Предчингизская зоны Казахстана, зоны Танбале и Майли в Западной Джунгарии) и позднекембрийско-раннеордовикский (Чистопольская, Ирадырская, Майкаин-Кызылтаская, Джа-лаир-Найманская Предчингизская зоны Казахстана, Киргиз-Терскайская зона Северного Тянь-Шаня, зона Танбале Западной Джунгарии) возраст. Меньшие площади занимают фрагменты средне- и позднеордовикских (Тектурмасская и Северо-Балхашская зоны) и позднеордовикско-раннесилурийских (Агадырская зона) офиолитов. Девонские офиолиты занимают относительно небольшие площади Западной и Восточной Джунгарии, а также известны на Южном Тянь-Шане.

#### **Пространственное расположение разновозрастных офиолитов в западной части Центрально-Азиатского пояса**

Основным структурным элементом западной части Центрально-Азиатского пояса является Казахстанский ороклин, который с юга и северо-востока обрамляется линейными Южно-Тяньшаньской и Иртыш-Зайсанской покровно-складчатыми системами. В ороклине выделяется внешняя часть, в которую входят раннепалеозойские Кокчетав-Северо-Тяньшаньская и Бошекуль-Чингизская области, и внутренняя часть, образованная Джунгаро-Балхашской позднепалеозойской областью. Фрагменты офиолитовых разрезов выявлены в обеих частях ороклина. Для его внешней части характерно присутствие только раннекембрийских и позднекембрийско-раннеордовикских офиолитов, которые также известны в Джунгаро-Балхашской области (Северо-Балхашская зона, зоны Танбале, Майли). Среднепозднеордовикские и позднеордовикско-раннесилурийские офиолиты известны только в северо-западной и центральной части Джунгаро-Балхашской области, а девонские – в ее юго-восточной части. Таким образом, происходит последовательное омоложение офиолитовых разрезов от внешней части ороклина к внутренней, в этом же направлении омолаживаются аккреционные комплексы, в состав которых входят фрагменты офиолитов. Эти данные позволяют связать формирование комплексов Казахстанского ороклина с длительной (около 200 млн лет) эволюцией сложно построенной активной окраины крупного океанического бассейна, к которой на протяжении этого времени происходило причленение аккреционных комплексов, включавших фрагменты офиолитов различного типа. Южно-Тяньшаньская и Иртыш-Зайсанская области, по-видимому, сформировались в результате эволюции других бассейнов с океанической корой.

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069.

[1] *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // *Geological Society of America Bulletin.* 2011. V. 123. P. 387–411.

[2] *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolites and their origins // *Elements* 2014. V. 10. P. 93–100.



## СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.В. Деев

Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,  
deev@ngs.ru

Горный Алтай – часть системы внутриконтинентальных кайнозойских орогенов в северной части Центральной Азии, возникшей как отдаленный эффект коллизии Евразии и Индостана. Сокращение земной коры в его пределах, особенно усилившееся в начале четвертичного периода, сопровождается многочисленными землетрясениями. Наибольшая концентрация очагов инструментально зарегистрированных и исторических землетрясений наблюдается в юго-восточной части Горного Алтая [4]. Основными генераторами землетрясений здесь являются Южно-Чуйская и Курайская зоны разломов (КЗР), контролирующие сочленение внутривпадин (Чуйская, Курайская и Кокоринская) и окружающих их хребтов (Южно-Чуйский, Северо-Чуйский, Сайлюгем и Курайский). Южно-Чуйская зона разломов сгенерировала самое сильное за инструментальный и исторический периоды наблюдений Чуйское (Алтайское) землетрясение (27.09.2003 г.;  $M_s=7.3$ ,  $I_0=VIII-IX$  баллов). Развернутыми в регионе с начала 1960-х годов сейсмологических сетями вдоль КЗР регистрировались землетрясения только с  $M \leq 5$  [4]. Нет в сейсмологических каталогах и данных об исторических землетрясениях, связанных с разломами зоны. Однако читаемые в рельефе многочисленные разломные уступы и оползни указывают на то, что вдоль КЗР в геологическом прошлом на поверхность неоднократно выходили очаги более сильных землетрясений. В последние годы нами целенаправленно изучались активные морфоструктуры и поверхностные разрывы палеоземлетрясений, связанные с КЗР. Результаты этих исследований представлены в докладе.

Кубадринский разлом играет роль «master fault» в цветковой структуре КЗР. Разлом исследован в северной части Кокоринской впадины. Его структура определяется падающими на север взбросами и оперяющими их взбросами с южным падением. Смещения по двум системам взбросов приводят к надвиганию Курайского хребта на отложения впадины и росту форберга перед его фронтом. Между форбергом и хребтом находятся узкие впадины шириной до 250 м, выполненные четвертичными отложениями. Впервые вдоль Кубадринского разлома на протяжении 22 км закартированы первичные палеосейсмодислокации. Морфоструктурные исследования показали, что как для самой зоны разломов, так и для системы поверхностных разрывов характерны вертикальная и правосдвиговая компоненты смещений. Траншейные исследования на восточном фланге зоны поверхностных разрывов позволили обосновать ее формирование в результате четырех палеоземлетрясений. М<sub>w</sub> первых трех из них оценены в 6.7–6.9. Значительные величины сдвиговых смещений в центральной части системы поверхностных разрывов указывают на то, что магнитуды палеособытий могли быть существенно выше – не менее 7.6. Эта величина определяет сейсмический потенциал Кубадринского разлома. Результаты радиоуглеродного датирования и археосейсмологических исследований согласованно указывают на то, что последние три палеоземлетрясения произошли не древнее 1.4 тыс. лет назад [3].

Южнее Кубадринского разлома, на северных окраинах Чуйской и Курайской впадин, структура КЗР определяется падающими на север взбросами и надвигами, по которым Курайский хребет надвигается на отложения впадин. Аналогично зоне Кубадринского разлома оперяющими к ним выступают обратные взбросы с южным падением. Смещения по этим системам разломов приводят к росту форберговых поднятий перед фронтом хребта и отчленению от Чуйской и Курайской впадин более мелких отрицательных рамповых морфоструктур шириной от первых метров до первых километров. На ряде участков для разломов, помимо вертикальной компоненты смещений, характерна и правосдвиговая составляющая [1, 5, 7].

Вдоль разломов установлены многочисленные разломные уступы, представляющие собой выходы сейсмических очагов палеоземлетрясений на поверхность. Используя данные, полученные в семи траншеях, вскрывших разломные уступы и естественные обнажения, мы реконструировали историю сильнейших палеоземлетрясений, связанных с КЗР на северных окраинах Чуйской и Курайской впадин, за последние 7.6 тыс. лет. За это время, на рубежах около 0.5, 1.3, 3.2, 4.6, 5.8, 6.3, 6.9, 7.6 тыс. лет назад, произошло восемь землетрясений с  $M_w$  от 6.6 до 7.6 и интенсивностью VIII–XI баллов. Таким образом, временной интервал между землетрясениями с большими магнитудами колеблется от 500 до 1900 лет [1, 6, 7].

Наиболее древнее землетрясение интенсивностью X–XI баллов, связанное с разломами КЗР, привело к сходу Сукорского скального оползня объемом около 80 млн м<sup>3</sup>. Оползневая плотина стала причиной формирования озера в Чуйской впадине. Судя по возрасту основания пачки озерных песков, это землетрясение и сход оползня случились около 16 тыс. лет назад [2].

Проведенные исследования указывают на высокий сейсмический потенциал КЗР и должны быть учтены при итоговом планировании и прокладке газопровода в КНР.

Исследования выполнены при поддержке РФФ, проект № 21-17-00058.

- [1] Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96.
- [2] Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Мюррей А., Корженков А.М., Турова И.В., Позднякова Н.И., Васильев А.В. Возраст Сукорского сейсмогенного оползня по данным ОСЛ-датирования: значение для палеосейсмологии и палеогеографии Горного Алтая // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 898–912.
- [3] Деев Е.В., Крживоблоцкая В.Е., Бородовский А.П., Энтин А.Л. Активные разломы и поверхностные разрывы позднеголоценовых землетрясений в обрамлении Кокоринской впадины (Горный Алтай, Россия) // ДАН. 2022. Т. 506. № 1. С. 79–85.
- [4] Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Янкайтис В.В., Филина А.Г. Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г.,  $M_s=7.0$  (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1417–1429.
- [5] Корженков А.М., Деев Е.В., Позднякова Н.И. Молодые формы рельефа, созданные землетрясениями в предгорьях Курайского хребта (Горный Алтай) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 1. С. 52–71.
- [6] Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L. Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of paleoseismological and archaeoseismological studies // International Geology Review. 2017. V. 59. № 3. P. 293–310.
- [7] Turova I., Deev E., Pozdnyakova N., Entin A., Nevedrova N., Shaparenko I., Bricheva S., Korzhenkov A., Kurbanov R., Panin A. Surface-rupturing Paleoeearthquakes in the Kurai Fault Zone (Gorny Altai, Russia): Trenching and Geophysical Evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 197. 104399.



## ВЛИЯНИЕ СОСТАВА МАНТИИ НА ОЦЕНКУ ГЛУБИНЫ ВЫПЛАВЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ

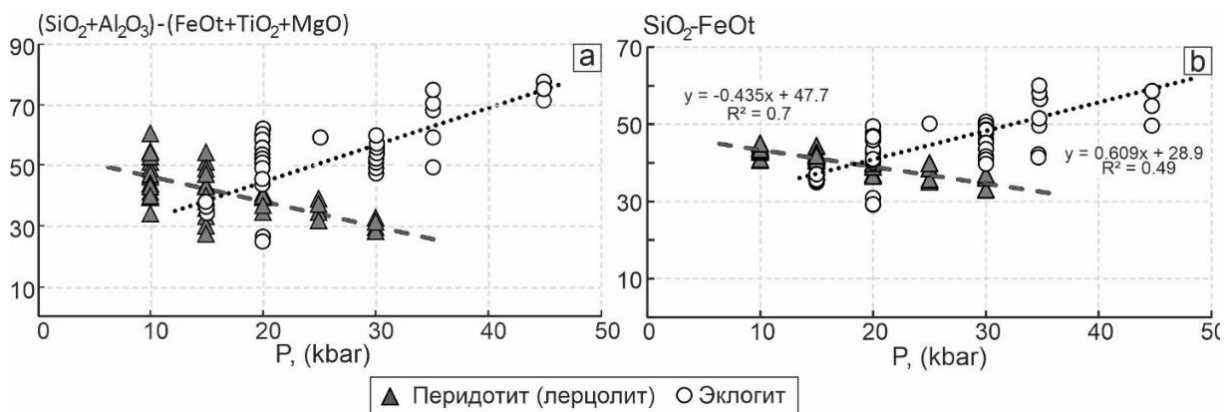
Е.И. Демонтерова<sup>1</sup>, А.В. Иванов<sup>1</sup>, Д.А. Борголов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dem@crust.irk.ru, aivanov@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет

В работе [1] показано, что составы основных элементов ОИВ варьируются в зависимости от возраста литосферы и, следовательно, от ее мощности. Наблюдаемая [1] связь между толщиной литосферы, которая контролирует глубину плавления астеносферы, и химическим составом магмы верна, если источник плавления по составу является перидотитовым. Однако многие авторы [2, 3] считают, что образование базальтовых магм может происходить за счет плавления мафического источника. Например, образование ортопироксенитов в мантии как субстрата базальтовых расплавов связано с реакцией преобразования оливина из перидотита в ортопироксен при реакции с кислым расплавом, который образуется при плавлении эклогита [2]. Базальтовые выплавки, образовавшиеся за счет плавления пироксенитов, будут показывать не такое поведение элементов, как при образовании из перидотитовой мантии.

В литературе можно найти ряд эмпирических уравнений для оценки глубины зарождения магмы. Например, используя экспериментальные данные по плавлению перидотитов, в работах [4, 5] выведены уравнения, связывающие  $\text{SiO}_2$  примитивных расплавов и давление (и, следовательно, глубину) плавления. Очевидно,  $\text{SiO}_2$  в породе не соответствует  $\text{SiO}_2$  примитивного расплава, так как химический состав изменяется по мере эволюции расплава. В работах [6, 7] при аналогичном подходе предложено уравнение, использующее разницу между  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeOt}$  для оценки давления плавления, и показано, что эта разница практически не чувствительна к фракционированию оливина. В работе [1] в качестве индикатора глубины выплавления магм отмечено, что  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  растут с уменьшением давления, а  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$  имеют обратный тренд. На рисунке, а, представлена разница между суммами  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeOt}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$  для экспериментально выделенных расплавов из перидотитовых и эклогитовых (смешанных) источников относительно давления, а значит и глубины. Для перидотитовых источников значение  $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{FeOt} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  уменьшается с увеличением давления (рисунок, а). Именно это наблюдали для ОИВ [1]. Однако, если источник плавления эклогитовый или смешанный (перидотит плюс мафическая литология), то тенденция обратная (рисунок, а). Отметим, что ранее в работах [6, 7] было обнаружено, что лучшая корреляция между химическим составом основных элементов и давлением для экспериментальных расплавов достигается, если используется разница



**Зависимость химических индикаторов от давления:** (а) –  $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{FeOt} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  и (б) –  $\text{SiO}_2 - \text{FeOt}$  для экспериментально полученных расплавов из перидотитовых и эклогитовых (смешанных) источников [8–13].

между  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}_T$  (рисунок, б), тогда как другие элементы чувствительны либо к источнику, либо к температуре, либо к фракционированию. На диаграмме (рисунок) видно, что для экологитовых и перидотитовых выплавов поведение Si, Al, Fe, Mg, Ti противоположно. Используя экспериментальные данные по плавлению перидотитов и экологитов, мы получили два уравнения для расчета давления (рисунок, б), которые выглядят как (а) – для перидотитового источника и (б) – для экологитового:

$$(a) P = (\text{SiO}_2 - \text{FeO}_T - 47.7) / 0.435,$$

$$(б) P = -(\text{SiO}_2 - \text{FeO}_T - 28.9) / 0.609.$$

Следовательно, если источник плавления перидотитовый, то с глубиной насыщенность кремнеземом расплава снижается, а при плавлении экологитового источника – наоборот. Таким образом, знание о составе плавящегося субстрата сильно влияет на правильность получаемых оценок глубины выплавления базальтовых магм.

Работа проведена при поддержке мегагранта № 075-15-2022-1100.

- [1] *Humphreys E.R., Niu Y.* On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 118–136.
- [2] *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.* An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*. 2005. V. 434. P. 590–597.
- [3] *Pilet S., Baker M.B., Stolper E.M.* Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas // *Science*. 2008. V. 320. P. 916–919.
- [4] *Albarede F.* How deep do common basaltic magmas form and differentiate? // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1992. V. 97. № B7. P. 10997–11009.
- [5] *Scarraw J.H., Cox K.G.* Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: A case study from the Isle of Skye, NW Scotland // *Journal of Petrology*. 1995. V. 36. № 1. P. 3–22.
- [6] *Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В.* и др. Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // *Петрология*. 2007. Т. 15. С. 90–107.
- [7] *Иванов А.В., Демонтерова Е.И.* Растяжение в Байкальском рифте и глубина формирования базальтовых магм // *ДАН*. 2010. Т. 435. № 4. С. 510–515.
- [8] *Wang C., Lo Cascio M., Liang Y., Xu W.* An experimental study of peridotite dissolution in eclogite-derived melts: Implications for styles of melt-rock interaction in lithospheric mantle beneath the North China Craton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2020. V. 278. P. 157–176.
- [9] *Wang C., Liang Y., Xu W., Dygert N.* Effect of melt composition on basalt and peridotite interaction: laboratory dissolution experiments with applications to mineral compositional variations in mantle xenoliths from the North China Craton // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 166. P. 1469–1488.
- [10] *Yaxley G., Green D.H.* Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust // *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 1998. V. 78. P. 243–255.
- [11] *Yaxley G.M., Sobolev A.V.* High-pressure partial melting of gabbro and its role in the Hawaiian magma source // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. P. 371–383.
- [12] *Kushiro I.* Origin of magmas in subduction zones: a review of experimental studies // *Proceedings of the Japan Academy. Series B*. 2007. V. 83. P. 1–15.
- [13] *Hirose K., Kushiro I.* Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotites using aggregates of diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 114. № 4. P. 477–489.



## ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

И.М. Дербекко

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, derbeko@mail.ru

Критический разбор существующих моделей эволюции восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (ВФ МООП) был рассмотрен в работе Л.М. Парфёнова с соавторами [4]. Как наиболее важные нерешенные вопросы в изучении геологии МООП авторами выделены: 1 – изучение геохимических характеристик пород магматических комплексов обрамления пояса; 2 – получение палеомагнитных характеристик образований региона. Проведенные в последние годы геохронологические, изотопные и геохимические исследования, а также геофизические наблюдения позволяют констатировать, что в южном и северном обрамлении ВФ МООП начиная с границы поздняя юра – ранний мел формировались плутонические, вулканоплутонические и вулканические комплексы, которые сопровождали различные геодинамические обстановки. Так, 149–138 млн лет назад формировались адакитовые комплексы [9], представленные породами преимущественно субщелочной серии с крайне низкими содержаниями HREE, с повышенными концентрациями Sr и Ba; обогащенные LREE при отсутствии отрицательной Eu-аномалии и значениями  $(La/Yb)_n=22–100$ . Их образование в обрамлениях ВФ МООП сменилось становлением пород дифференцированных известково-щелочных комплексов (140–122 млн лет). В северном обрамлении они представлены в основном плутоническими образованиями, а в южном – вулканогенными породами. Выделяется три взаимосвязанных известково-щелочных комплекса: плутонический (140–128 млн лет), гипабиссальный (130–124 млн лет) и вулканический (128–122 млн лет). По своим геохимическим характеристикам породы первого и второго этапа соответствуют надсубдукционным образованиям. Третий этап обоснован внедрением бимодальных вулканоплутонических комплексов и фиксирует завершение формирования Монголо-Охотского орогена [6]. По своим геохимическим характеристикам они относятся к породам, сформированным в пост- или синколлизийной обстановке. Четвертый этап начинается 94 млн лет назад и фактически продолжается до настоящего времени. Он соответствует формированию рифтогенных структур и внутриплитных магматических комплексов основного состава [2].

Установлено, что породы первого – третьего этапов развиты в пределах определенных структур. В северном обрамлении пояса это Джугджуро-Становой (ДСС) супертеррейн, в южном – Аргунский (АС) супертеррейн и Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс (ЮМХОП). В пределах этих структур формировались породы, единые по составу и по времени образования, тогда как магматиты, развитые в пределах Селенгино-Станового (ССС) и Буря-Цзямусинского супертеррейна, асинхронны образованиям этих комплексов как по времени формирования, так и по вещественному составу пород [1, 3]. Магматические образования, развитые в пределах ДСС, АС и ЮМХОП структур, сопровождали следующие геодинамические события: 1 – начало субдукции (149–138 млн лет), 2 – активная фаза субдукции (140–122 млн лет), 3 – коллизия (119–97 млн лет), 4 – деструктивные процессы, сопровождаемые рифтогенезом (94 млн лет – KZ).

Анализ проявления позднемезозойской магматической активности в обрамлении ВФ МООП показал, что в интервале конец поздней юры – поздний мел в регионе происходили синхронные геодинамические процессы, которые сопровождались формированием разновозрастных и родственных по вещественному составу магматических комплексов как в северном, так и в южном обрамлении пояса.

Магматическая активность здесь завершилась к началу позднего мела. Фактически с этого времени территория находилась в состоянии покоя: формировались платформенные образования. Но именно в этот период произошла тектоническая перестройка региона. В районе 120-го меридиана древние континентальные блоки максимально приблизились друг к другу, пояс был разделен на два фланга: западный и восточный. Эти процессы произошли в результате того, что СССР вклинился между южным обрамлением Сибирского кратона и МООП [8], частично отделив область распространения рассматриваемых магматитов. Установлено, что регион Центральной Азии, простирающийся от Тянь-Шаня до Байкальской рифтовой зоны, является зоной влияния

коллизии Индийской плиты и Евразийского континента [5]. Из этого следует: западный фрагмент области сочленения структур МООП и южного обрамления Сибирской платформы в кайнозой подвергался влиянию удаленных коллизионных процессов, происходящих между Индийской и Евразийской плитами, что изменило контур МООП в постмезозойское время.

Описанные геологические события фиксируют встречное движение Сибирского и Северо-Китайского кратонов в позднем мезозое, которое провоцировало закрытие Монголо-Охотского бассейна. Этот факт подтвержден палеомагнитными данными [12]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что основная роль в формировании ВФ МООП принадлежит синхронным субдукционным процессам, а коллизия завершила окончательное становление орогена к концу мела.

Но если Л.М. Парфёнов с соавторами [4] упоминали магматические события только в обрамлении ВФ МООП, то надо вспомнить, что на восточном окончании амагматичность пояса нарушена. Здесь магматические события происходили в интервалах: конец юры – 120 млн лет, 105–101 млн лет, 95–90 млн лет [7]. По времени становления только первый этап совпадает с магматическими этапами, выделенными в обрамлении ВФ МООП. А согласно геохимическим характеристикам пород, в эти временные этапы на восточном окончании МООП они все формировались как надсубдукционные образования.

Сопоставляя палеомагнитные данные для этого региона [10, 11] с геодинамическими событиями в обрамлении ВФ МООП, можно сделать следующие выводы. Интервал 145–119 млн лет, соответствующий субдукционным процессам в обрамлении пояса, характеризуется движением Тихоокеанской океанической плиты (Изанага) в СЗ направлении (320–350°) с переменной скоростью. Но 119 млн лет назад океаническая плита начала двигаться на север. Именно в это время произошла смена геодинамических обстановок в обрамлении ВФ МООП, а на окраине пояса отсутствуют (не установлены) магматиты этого возраста. Позднее, когда океаническая плита начинает движение снова на СЗ, формируются надсубдукционные комплексы с возрастом 105–101 млн лет, 95–90 млн лет.

Проблема изучения эволюции ВФ МООП состоит в том, что он является областью сочленения двух суперструктур: Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов. Формирование последнего не могло не оказать влияния не только на эволюцию ВФ МООП, но и на эволюцию всего Центрально-Азиатского складчатого пояса, а образование этих поясов играет основную роль в формировании позднемезозойской континентальной коры восточного окончания Азии.

- [1] Дербек И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. № 3. С. 70–77.
- [2] Дербек И.М., Маркевич В.С. Позднемеловой субщелочной вулканизм южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Естественные и технические науки. 2013. № 2. С. 135–143.
- [3] Гордиенко В.И., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 1655–1669.
- [4] Парфёнов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогзоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18 (5). С. 24–43.
- [5] An Yin. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics. 2010. V. 488. P. 293–325.
- [6] Derbeko I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. Chapter 5 // Updates in volcanology – a comprehensive approach to volcanological problems / Ed. F. Stoppa. Croatia: In Tech, 2012. P. 99–124.
- [7] Derbeko I.M. Suprasubduction nature of late cretaceous magmatism in the Mongol-Okhotsk sector of the Pacific fold belt: geochemical and Sr-Nd isotope evidences // Journal of mechanics of continua and mathematical sciences. Special Issue. 2020. V. 10. P. 302–330.
- [8] Derbeko I., Kichanova V. Post-mesozoic evolution of the Eastern flank of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences. Cham: Springer, 2022. P. 577–581.
- [9] Derbeko I.M., Chugaev A.V. Late Mesozoic adakite granites of the southern frame of the eastern flank of the Mongol-Okhotsk orogenic belt: material composition and geodynamic conditions of formation // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. V. 11. № 3. P. 474–490.
- [10] Engbreitson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. Geological Society of America Special Papers. 1985. 59 p.
- [11] Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 305–329.
- [12] Zhang K.-J., Yan L.-L., Chen J. Switch of NE Asia from extension to contraction at the mid-Cretaceous: A tale of the Okhotsk oceanic plateau from initiation by the Perm Anomaly to extrusion in the Mongol-Okhotsk ocean? // Earth-Science Reviews. 2019. V. 198. 102941.



## ГЕОДИНАМИКА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ В СЕНОМАНЕ И ОБРАЗОВАНИЕ КРУПНОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛМЫЖ

А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>, М.Ю. Носырев<sup>2</sup>, Г.З. Гильманова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>2</sup> Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Медно-порфировые месторождения формируются в геодинамической обстановке активных континентальных окраин, возраст которых «в фанерозойскую эпоху характеризуется правильной периодичностью. Наиболее ярко выражены кайнозойские и позднемиоценовые максимумы медно-порфирового оруденения 2–5, 30, 60 и 110 млн лет в Тихоокеанском обрамлении и Карибском бассейне. Природа этой почти регулярной периодичности в металлогенической литературе, насколько нам известно, не обсуждалась» [5]. Автор цитируемой работы Н.Л. Добрецов, и, несмотря на прошедшие более четверти века, проблема металлогенической (квази)периодичности не решена.

В мире насчитывается около 700 Cu-порфировых месторождений, большая их часть (409) приурочена к палео- и современным субдукционным зонам Тихоокеанского огненного кольца. Одно из них – Малмыжское – было открыто в 2007 г. в пределах Журавлевско-Амурского террейна раннемелового Сихотэ-Алинского орогенного пояса (северо-восток Среднеамурского осадочного бассейна). Согласно модели общего рудного объема [14], оно входит в 5 % крупнейших медно-порфировых месторождений мира.

Анализ распределения по возрасту медно-порфировых месторождений Тихоокеанского огненного кольца, включенных в базу данных [14] с нашим дополнением, показал наличие четырех максимумов, обозначенных Н.Л. Добрецовым [5], но пиковые значения некоторых из них несколько смещены во времени. Особенно отчетливо кайнозойские и меловые максимумы выделяются на временной зависимости общего рудного объема всех месторождений Тихоокеанского огненного кольца за 1 млн лет, подсчитанного нами для интервала 0–125 млн лет. Поведение этой характеристики во времени не монотонно, имеются чередующиеся относительные минимумы и максимумы. На основе спектрального анализа (Фурье и Вейвлет методы) выявлена наиболее значимая компонента ряда с характерным временем 27–32 млн лет. Существование этой периодичности при образовании вулканоплутонических рудно-магматических систем окраин Тихого океана отмечалось ранее [5, 10].

Малмыжский рудный узел, входящий в Нижнеамурскую минерагеническую зону [3], расположен на севере Среднеамурского бассейна и находится в пределах Горинской зоны Журавлевско-Амурского террейна, выполненного в основном турбидитами раннемелового приконтинентального синдвигового бассейна [2]. Месторождения и рудопроявления золотомедно-порфирового, золотокварцевого типа здесь связаны с гранитоидами сеноманского возраста [3, 7, 9 и др.].

Для расчета магнитной и плотностной глубинных моделей Малмыжской территории на основе трансформаций гравитационного (редукция Буге) и аномального магнитного полей использован метод вариаций Б.А. Андреева [1], реализованный в программном комплексе «КОСКАД 3Д» [6]. Модели были рассчитаны для площади 200×200 км, в центре которой находится рудный узел Малмыж. Плотностная модель рассчитана по сети 1×1×1 км до глубины 34 км. Распределение плотности для более глубоких горизонтов взято по ранее построенной модели для всего Сихотэ-Алиня [4].

Магнитная модель рассчитана по гриду с размером ячейки 0.5 км. Для более точной локализации магнитных источников предварительно была выполнена редукция магнитного поля к полюсу. Параметр, полученный в результате расчета 3Д модели, отражает плотность магнитных источников на данном глубинном уровне и при неизменности размера ячейки модели с глубиной может рассматриваться как аналог эффективной намагниченности пород. Глубина



поверхности температуры Кюри магнетита в данном районе составляет в среднем 20 км, поэтому магнитная модель ограничена этой же глубиной.

При анализе магнитной модели в пределах площади выделена кольцевая структура с центральным крупным магнитным телом в районе собственно Малмыжского рудного поля и серии фрагментарно проявленных по периферии более мелких магнитных тел дугообразной формы. Центральное магнитное тело может быть проинтерпретировано как гранитоидный крупный батолит, периферийные магнитные тела на фоне немагнитных осадочных образований мелового возраста также могут быть проинтерпретированы как магнитные магматические тела. Наиболее контрастно по магнитным данным выделяемая кольцевая структура проявляется на глубине 6–13 км. Здесь отчетливо видна кольцевая структура с диаметром примерно 80 км.

На плотностной модели кольцевая структура столь же определено, как в магнитной модели, не выделяется, но отчетливо видно, что ряду магнитных тел на различных глубинах отвечают тела повышенной плотности. При рассмотрении плотностной модели интерес представляет не только верхний уровень земной коры, но и аномалии более глубоких горизонтов. Согласно эмпирическим данным и модельным построениям [12, 13 и др.], зарождение крупных Си-порфировых месторождений происходит в зоне перехода океан – континент ниже поверхности Мохоровичича на глубине порядка 100 км. При погружении океанической коры под континентальную на уровне астеносферы идет дегидратация первой, за счет чего происходит частичное плавление гидратированной мантии, всплытие и формирование нижнекорового батолита. Рассчитанная глубинная модель Малмыжского месторождения и прилегающей территории до глубины 120 км в виде профиля оказалась очень похожей на комплексную петрологическую модель крупного Си-порфирового месторождения [12]. Практически все характерные структурные особенности рассчитанной глубинной модели Малмыжской территории можно отождествлять с характерными глубинами комплексной петрологической модели, на которых ключевые геодинамические процессы способствуют формированию крупных Си-порфировых месторождений.

Как было показано в ряде работ [11, 12 и др.], высокая скорость конвергенции океанической плиты под континентальную является наиболее важной особенностью, связанной с образованием Си-порфировых систем. Этот параметр связан с утолщением континентальных дуг, которое, как было показано, усиливает перенос меди внутри плутонов. Скорость конвергенции также контролирует объем материала плиты, погруженного в верхнюю мантию, включая карбонатные фазы в верхней вулканической части океанической коры и богатые водой пелагические глубоководные отложения, которые повышают метасоматическое обогащение мантийного клина летучими веществами, серой, молибденом, золотом, крупноионными литофильными элементами и, в конечном итоге, способствует образованию Си-порфировых систем в перекрывающей континентальной плите.

На основе кинематических характеристик [15] нами был проведен расчет скорости и угла конвергенции океанической плиты Изагаги под континентальную Евразийскую для конца раннего – начала позднего мела на палеокоординаты месторождения Малмыж. Расчет показал, в интервале 120–100 млн лет скорость конвергенции первой уменьшилась почти в два раза (с 19.5 до 9.8 см/год). Во второй половине этого временного интервала Сихотэ-Алинская континентальная окраина перешла из субдукционного режима в трансформный [8]. Затем скорость конвергенции плиты Изагаги под Евразийскую стала возрастать (13.2 см/год на рубеже 95 млн лет). U-Pb возраст цирконов из интрузивных пород Малмыжского рудного поля составляет 100–95.2 млн лет [7, 9 и др.].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023).

- [1] Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1965. 496 с.
- [2] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с., Кн. 2. 409 с.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
- [4] Диденко А.Н., Носырев М.Ю. Плотностная структура литосферы Сихотэ-Алинского орогенного пояса // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 66–71.
- [5] Добрецов Н.Л. Рудообразование и глобальные геологические процессы: эволюция и проблемы периодичности // Основные проблемы рудообразования и металлогении: Смирновский сборник-96. М., 1996. С. 38–60.

- [6] Петров А.В., Юдин Д.Б., Сюэли Х. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3Д» // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2 (16). С. 126–132.
- [7] Петров О.В., Ханчук А.И., Иванов В.В. и др. U-Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфириновых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 41–56.
- [8] Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29. doi:10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29.
- [9] Ханчук А.И., Иванов В.В., Игнатьев Е.К. и др. Альб-сеноманский магматизм и медный рудогенез Сихотэ-Алиня // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 6–73.
- [10] Шарапов В.Н., Лапухов А.С., Смолянинова Л.Г. Временные характеристики развития вулканоплутонических рудно-магматических систем окраин Тихого океана // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1731–1753.
- [11] Diaz-Rodriguez J., Muller R.D., Chandra R. Predicting the emplacement of Cordilleran porphyry copper systems using a spatio-temporal machine learning model // Ore Geology Reviews. 2021. V. 137. 104300.
- [12] Richards J.P. Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? // Geosphere. 2021. V. 18. P. 130–155. doi:org/10.1130/GES02086.1.
- [13] Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41. doi:10.2113/gsecon-geo.105.1.3.
- [14] Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. U.S. Geological Survey, Open-File Report 2008–1155. 2008. 46 p.
- [15] Young A., Flament N., Maloney K. et al. Global kinematics of tectonic plates and subduction zones since the Late Paleozoic Era // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10. P. 989–1013.



## СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНОВ – ОСНОВА ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ АНДЕЗИТОВ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ (ИНДОНЕЗИЯ)

Н.В. Дмитриева<sup>1</sup>, А.В. Котляров<sup>1</sup>, В.А. Симонов<sup>1</sup>, И.Ю. Сафонова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Петрогенезис вулканических пород современных надсубдукционных магматических систем до сих пор остается актуальным вопросом, особенно в отношении таких геологически сложных регионов, как Индонезия. Взаимодействие нескольких литосферных плит и присутствие нескольких микроконтинентов в регионе – все это влияет на процессы магмогенерации и усложняет интерпретацию как геохимических, так и минералогических данных. Весьма актуальными остаются детальные исследования петрогенезиса лав, особенно на основании изучения состава минералов-вкрапленников, и вычисленные на их основе P-T-параметры кристаллизации магматических расплавов.

Нами получены первые данные о составе клинопироксенов из пород северо-восточной части острова Сулавеси, Индонезия. Исследования эффузивных комплексов этого района имеют важное значение для расшифровки катастрофических процессов извержения, сопровождающихся масштабным кальдерообразованием. Здесь на относительно локальной площади располагаются кальдера Тондано и типичные постройки вулканов Сопутан и Локон [1], что позволило одному из авторов сообщения собрать представительную коллекцию эффузивов из разных структур этого района. При аналитической обработке наиболее детально были исследованы клинопироксены из андезитов кальдеры Тондано.

При сравнительном анализе полученных результатов использовались опубликованные данные по составу пироксенов из известных объектов, среди которых выделяется изученный нами вулкан Горелый на Камчатке [2] в связи с тем, что там сосуществуют (как и в случае острова Сулавеси) типичные вулканические постройки и более древняя кальдера, а также эффузивные комплексы Идзу-Бонинской дуги.

Химический состав клинопироксенов установлен в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)], а также на микроанализаторе JEOL JXA-8100 SuperProbe.

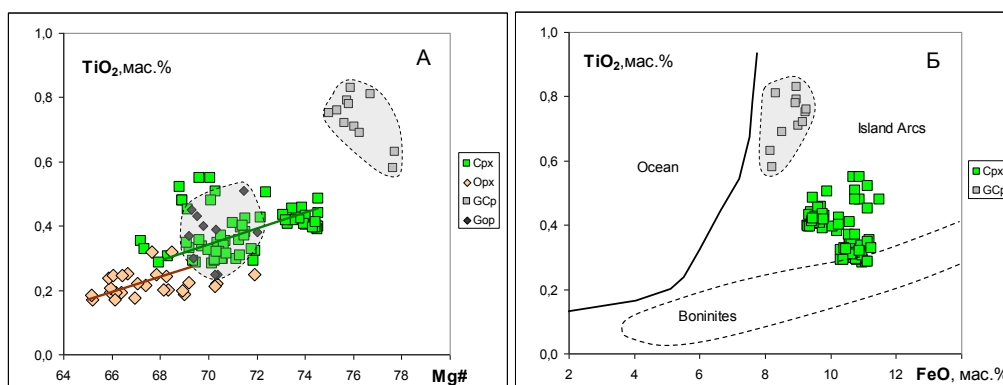
Клинопироксены в андезитах острова Сулавеси обычно совместно с ортопироксенами входят в состав многофазных вкрапленников.

По соотношению миналов (En-Wo-Fs) вкрапленники клинопироксена в андезитах острова Сулавеси относятся к авгиту, совпадая практически с данными по клинопироксенам из базальтовых эффузивов многих островных дуг.

На диаграммах зависимости химических компонентов от магнезиальности клинопироксены из андезитов острова Сулавеси показывают заметно меньшие содержания Ti и Al, а также пониженные значения магнезиальности по сравнению с пироксенами из базальтов вулкана Горелый. При этом для пироксенов острова Сулавеси наблюдается эволюция составов с падением TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на фоне уменьшения Mg# (рисунок, А).

Вкрапленники клинопироксена являются хорошими индикаторами геодинамической обстановки формирования эффузивов. Для этого используются многочисленные диаграммы, часть из которых прошла проверку на реальных эталонных объектах и используется нами на вполне обоснованных основаниях.

На тройной диаграмме SiO<sub>2</sub>/100 – TiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O клинопироксены из андезитов острова Сулавеси располагаются компактной группой, перекрывая поля пироксенов из известково-щелочных и толеитовых пород островных дуг.



### Диаграммы $\text{TiO}_2$ – $\text{Mg}\#$ и $\text{TiO}_2$ – $\text{FeO}$ для вкрапленников клинопироксенов.

(А) – Клинопироксен (Срх) и ортопироксен (Орх) из андезитов острова Сулавеси. Серыми полями обозначен состав вкрапленников клино- (GCp) и ортопироксенов (GOp) из базальтовых пород вулкана Горелый, Камчатка [2]. (Б) – Клинопироксены из андезитов острова Сулавеси (Срх) и из базальтов вулкана Горелый (GCp). Серым полем обозначен состав клинопироксенов из базальтовых пород вулкана Горелый (Камчатка). Поля клинопироксенов [3]: Ocean – из океанических пород; Island Arcs – из островодужных пород; Boninites – из бонинитов.

По соотношению  $\text{TiO}_2$  –  $\text{FeO}$  клинопироксены из андезитов острова Сулавеси находятся в области пироксенов из эффузивов островных дуг. Часть из них попадает в поле пироксенов из бонинитов (рисунок, Б), что свидетельствует о возможном участии расплавов примитивных островных дуг при формировании андезитов острова Сулавеси.

На основе данных по составу клинопироксенов с использованием программы WinPLtb [4] выяснены P-T-параметры кристаллизации вкрапленников пироксена. Состав расплава был оценен на основе оригинальных анализов гомогенных стекол прогретых включений в клинопироксене. Установлено, что клинопироксен из андезитов северо-востока острова Сулавеси начал кристаллизоваться на глубине 17–11 км. Температура в этой промежуточной камере составляла 1180–1130 °С. При подъеме магматических систем кристаллизация клинопироксенов происходила на уровне 9–6 км при 1135–1115 °С. Наличие двух подобных уровней (магматических камер) формирования фенокристаллов установлено нами ранее для вулкана Горелый [2].

В целом проведенные исследования клинопироксенов показали, что формирование андезитов острова Сулавеси происходило из расплавов, переходных по составу от толеитов к известково-щелочным. При этом для рассмотренных клинопироксенов характерны значительно меньшие содержания титана, чем в пироксенах из базальтов вулкана Горелый, и ассоциация с пироксенами из бонинитов (рисунок), что свидетельствует об участии при формировании эффузивов острова Сулавеси более примитивных магм по сравнению с магматическими системами развитой Курило-Камчатской островной дуги. Эти выводы согласуются с результатами наших исследований геохимических особенностей эффузивов северо-востока острова Сулавеси.

Также необходимо отметить, что полученные нами на основе изучения клинопироксенов P-T-параметры позволили выделить две промежуточные магматические камеры, в которых (на глубине 17–11 и 9–6 км) происходила кристаллизация (при температуре 1180–1130 и 1135–1115 °С) минералов из андезитов острова Сулавеси.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке РФФ №21-77-20022.

- [1] Pallister K.J.S., Bina K.F.R., McCausland W., Carn S., Haerani N., Griswold J., Keeler R. Recent explosive eruptions and volcano hazards at Sopotan volcano – a basalt stratovolcano in north Sulawesi, Indonesia // Bulletin Volcanology. 2012. V. 74. P. 1581–1609.
- [2] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавленным и флюидным включениям // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 103–133.
- [3] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 249 с.
- [4] Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxeneliquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87. № 2. P. 149–172.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ (ИНДОНЕЗИЯ)

Н.В. Дмитриева<sup>1</sup>, В.А. Симонов<sup>1</sup>, И.Ю. Сафонова<sup>1,2</sup>, А.В. Котляров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Весь регион Индонезии находится в зоне взаимодействия Тихоокеанской, Евразийской и Индо-Австралийской плит. Многочисленные зоны субдукции и сложные границы плит, а также сосуществование магматических дуг разного происхождения делают выяснение строения и происхождения различных островов и разделяющих их морей и зон субдукции весьма затруднительным. Вулканическая дуга Сулавеси образована над зоной субдукции Северный Сулавеси, что предполагает ее внутриокеаническое происхождение. При этом по геологическим данным остров Сулавеси разделяется на молодую северную часть, известную многочисленными проявлениями современного вулканизма, и южную часть, построенную на более древнем метаморфизованном основании, поэтому происхождение острова Сулавеси также до сих пор является предметом дискуссий. С этой точки зрения детальный анализ состава и условий петрогенезиса современных лав остается актуальным.

В результате исследования коллекции образцов, собранной одним из авторов на северо-востоке острова Сулавеси (Индонезия), были проанализированы на редкие и редкоземельные элементы основные разновидности вулканических пород: базальты, андезиты и дациты. Особый интерес в этом регионе представляет изучение геохимических особенностей эффузивов, входящих в структуры кальдеры Тондоно, и располагающихся по ее периферии более молодых вулканов Сопутан и Локон (рис. 1).

Составы пород эффузивных комплексов северо-востока острова Сулавеси (Индонезия) и содержания в них редких и редкоземельных элементов установлены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) соответственно рентгенофлуоресцентным анализом на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Electron Corporation и методом ICP-MS на масс-спектрометре Finnigan Element.

Основой при рассмотрении геохимических особенностей эффузивов острова Сулавеси послужили результаты исследований, а также опубликованные данные по породам кальдеры Тондоно и вулканов Сопутан и Локон [1, 2] в сравнительном анализе с информацией по хорошо известным геологическим объектам, представляющим примитивные (Идзу-Бонинская дуга) и развитые (Курило-Камчатская дуга) островные дуги. К последним относится детально изученный нами вулкан Горелый на Камчатке [3], среди структур которого выделяются (как и на северо-востоке острова Сулавеси) типичные вулканические постройки и более древняя кальдера.

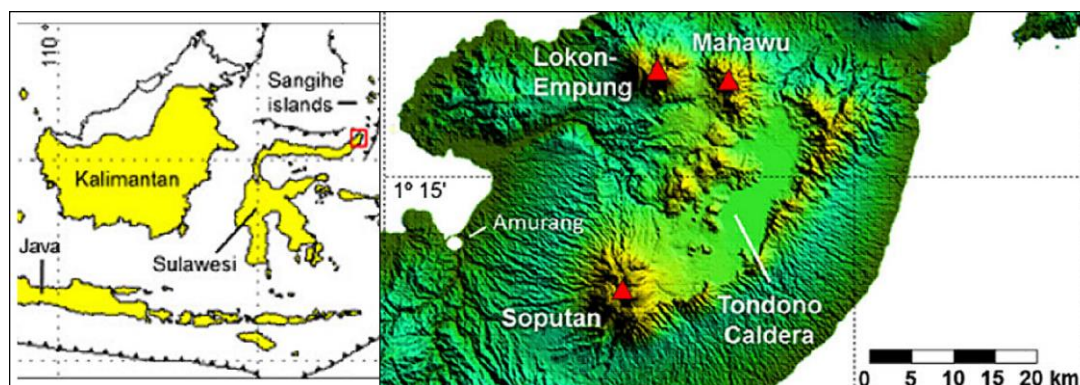
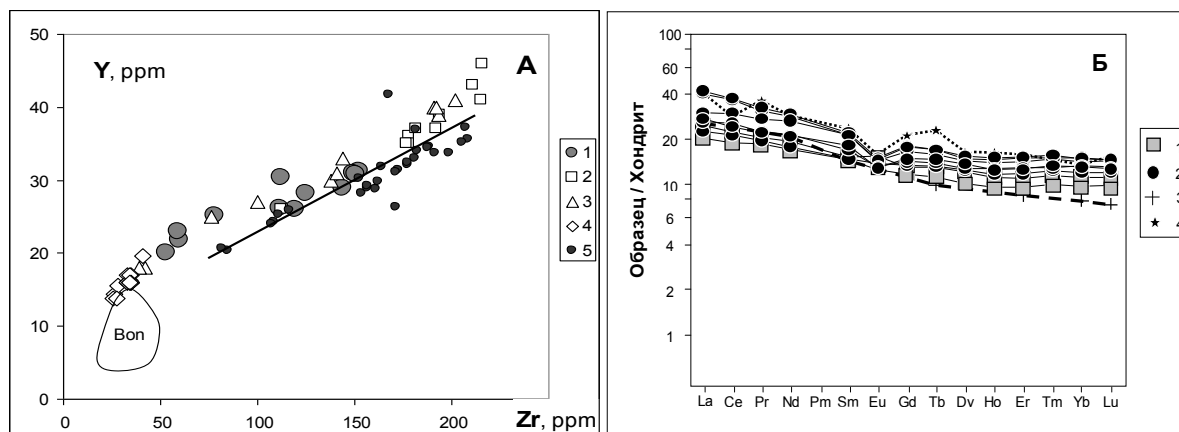


Рис. 1. Расположение кальдеры Тондоно и вулканов Сопутан и Локон на северо-востоке острова Сулавеси [1].

Исследования показали, что по соотношению  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  рассмотренные эффузивы острова Сулавеси соответствуют породам нормальной щелочности, а по количеству  $\text{K}_2\text{O}$  отвечают умеренно-калиевым сериям. Согласно содержанию  $\text{SiO}_2$  среди них выделяются базальты, андезиты (преобладают) и дациты. При этом на диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  базальты располагаются в поле толеитовых серий, а андезиты показывают известково-щелочные характеристики.

Геохимические особенности эффузивов северо-востока острова Сулавеси хорошо видны на диаграмме  $\text{Y} - \text{Zr}$  (рис. 2, А). Здесь рассмотренные породы большей частью совпадают с данными по базальтам и андезитам вулкана Горелый на Камчатке, располагаясь фактически вдоль единого тренда накопления редких элементов в условиях развитой островодужной системы. В то же время часть данных по эффузивам вулканов Сопутан и Локон контактирует с полем бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги, свидетельствуя о развитии на определенном этапе формирования структур острова Сулавеси магматических систем примитивных островных дуг.



**Рис. 2.** Диаграмма  $\text{Y} - \text{Zr}$  (А) и распределение редкоземельных элементов (Б) для эффузивов острова Сулавеси. А: 1 – оригинальные анализы базальтов и андезитов острова Сулавеси; 2–5 – эффузивы: кальдеры Тондоно (2) [1], вулкана Локон (3) [1], вулкана Сопутан (4) [1, 2], вулкана Горелый на Камчатке (5) [4]. Bon – поле бонинитов Идзу-Бонинской островной дуги [5, 6]. Б: 1, 2 – оригинальные данные по базальтам (1) и андезитам (2) острова Сулавеси; 3, 4 – базальты (3), андезиты (4), известково-щелочной серии [7, 8]. Значения элементов нормированы к хондриту согласно [9].

На диаграмме  $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{Y}$  изученные эффузивы приурочены к области без плюмового источника. Большая часть наших данных соответствует базальтам и андезитам вулкана Горелый, располагаясь в поле островодужных пород. При этом точки составов эффузивов вулканов Сопутан и Локон находятся одновременно в полях N-MORB и бонинитов. Поскольку остров Сулавеси образован над современной зоной субдукции, информация о N-MORB характеристиках не имеет основания.

По соотношению  $\text{Zr}/\text{Nb} - \text{Nb}/\text{Th}$  все рассмотренные эффузивы острова Сулавеси и вулкана Горелый располагаются в поле островодужных пород. Породы вулканов Сопутан и Локон тяготеют к бонинитам.

Согласно общему характеру распределения редкоземельных элементов базальты и андезиты острова Сулавеси близки между собой и показывают накопление легких компонентов. В целом, спектры изученных эффузивов совпадают (в том числе и европиевые минимумы) с графиками базальтов и андезитов известково-щелочной серии (рис. 2, Б), свидетельствуя о действии магматизма развитой островной дуги при формировании эффузивных комплексов северо-востока острова Сулавеси.

На спайдер-диаграмме спектры базальтов северо-востока острова Сулавеси наиболее близки известково-щелочным базальтам, отличаясь от графика океанических пород типа N-MORB. При этом обращает на себя внимание наличие на спектрах базальтов острова Сулавеси отчетливых минимумов по Nb и Ta, а также максимума по Sr, что отмечалось нами относительно эффузивов вулкана Уксичан на Камчатке и характерно для надсубдукционных серий островных дуг [10].

В целом, анализ геохимических особенностей эффузивов свидетельствует о действии при формировании базальтовых комплексов северо-востока острова Сулавеси магматических систем примитивных островных дуг с бонинитами типа Идзу-Бонинской.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке РНФ, проект №21-77-20022.

- [1] *Pallister K.J.S., Bina K.F.R., McCausland W., Carn S., Haerani N., Griswold J., Keeler R.* Recent explosive eruptions and volcano hazards at Sopotan volcano – a basalt stratovolcano in north Sulawesi, Indonesia // *Bulletin Volcanology*. 2012. V. 74. P. 1581–1609.
- [2] *Kunrat S.L.* Sopotan volcano, Indonesia: petrological systematics of volatiles and magmas and their bearing on explosive eruptions of a basalt volcano. *Dissertations and Theses*. 2017. 119 p.
- [3] *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А.* Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавленным и флюидным включениям // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 1. С. 103–133.
- [4] *Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P.R., Carr M.J., Nikulin A., Vidito C., Danyushevsky L.* Abrupt transition from fractional crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse // *Bulletin Volcanology*. 2016. 78. № 47.
- [5] *Arculus R.J., Pearce J.A., Murton B.J., Van der Laan S.R.* Igneous stratigraphy and major-element geochemistry of holes 786a and 786b // *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. 1992. V. 125. P. 143–169.
- [6] *Murton B.J., Peate D.W., Arculus R.J., Pearce J.A., Van der Laan S.R.* Trace-element geochemistry of volcanic rocks from site 786: the Izu-Bonin forearc // *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. 1992. V. 125. P. 211–235.
- [7] *Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
- [8] *Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
- [9] *Boynnton W.V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry*. Oxford: Elsevier. 1984. P. 63–114.
- [10] *Перепелов А.Б.* Кайнозойский вулканизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 41 с.



## АНОМАЛИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ ПЕРЕД КУДАРИНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 9 ДЕКАБРЯ 2020 г. С $MW=5.6$

А.А. Добрынина<sup>1,2</sup>, В.А. Саньков<sup>1</sup>, С.А. Борняков<sup>1</sup>, С.А. Король<sup>1</sup>, А.В. Саньков<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Известно, что большинство тектонических землетрясений связаны с подвижками по существующим разломам, их разрастанием или образованием новых разломов. Процессы подготовки таких землетрясений, особенно сильных, должны находить свое отражение в изменениях (вариациях) геофизических полей вблизи зоны разлома (зоны подготовки очага будущего землетрясения). Таким образом, при поиске предвестников землетрясений важнейшей задачей становится выбор прогнозного параметра, отражающего реальные геофизические процессы в литосфере, изменения которого с большой вероятностью могут свидетельствовать о приближении сейсмического события в пределах локального участка литосферы сейсмоактивной зоны. С этой точки зрения перспективным представляется анализ микросейсмических шумов природного происхождения.

9 декабря 2020 г. в 21:44:34 в дельте р. Селенги произошло землетрясение с магнитудой  $M_w=5.6$  [1], получившее название «Кударинское». Очаг землетрясения располагался в зоне Дельтового сброса северо-восточного простирания, типичного для центральной части БРС [2]. Механизмы очага Кударинского землетрясения, полученные разными сейсмологическими агентствами, отражают обстановку растяжения коры в направлении СЗ-ЮВ со сбросовыми подвижками в очаге, иногда – с незначительной сдвиговой компонентой (кроме сдвигового механизма, полученного Байкальским филиалом ФИЦ ЕГС РАН).

Близ западного борта оз. Байкал расположены полигоны комплексного мониторинга опасных геологических процессов ИЗК СО РАН – «Бугульдейка» и «Приольхонье», входящие в состав ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН и оснащенные аппаратурой для мониторинга деформаций горных пород. На полигоне «Бугульдейка» также действует широкополосная сейсмическая станция «Куяда» (локальный код KYD, координаты: 52.567 °с.ш., 106.136 °в.д., высота – 484 м). Сейсмическая станция оснащена тремя датчиками (один вертикальный и два горизонтальных) и работает в непрерывном режиме, частота дискретизации – 100 отсчетов в секунду, рабочая полоса частот от 120 с до 108 Гц. Указанный частотный диапазон позволяет не только регистрировать землетрясения, но и фиксировать и анализировать вариации микросейсмического шума. Пункты мониторинга деформаций горных пород созданы на основе инструментального комплекса авторской разработки [3]. Пункт «Бугульдейка» расположен в зоне сочленения локальных разломов. Деформации здесь измеряются в ортогональных направлениях двумя горизонтальными штанговыми датчиками с базой 10 м, заглубленными в грунт на 2.5 м. В пункте «Приольхонье» оборудовано две точки измерений, которые находятся в разных структурных ситуациях: первая точка располагается в зоне разлома, и измерения деформаций в ней проводятся вертикальным штанговым датчиком в скважине на базе 12 м, вторая точка расположена в пределах ненарушенного блока, измерение деформаций в ней проводится одним горизонтальным датчиком с базой 10 м, заглубленным на 2.5 м и ориентированным вдоль направления действия регионального растяжения.

В данных деформационного мониторинга была зафиксирована подготовка завершающей фазы Кударинского землетрясения на пунктах «Бугульдейка» и «Приольхонье» (расстояние до эпицентра – 37 и 45 км соответственно). Несмотря на относительно близкое расположение пунктов мониторинга «Бугульдейка» и «Приольхонье», признаки готовящегося землетрясения проявились в них по-разному. В первом пункте они выразились в синусоидальной реализации деформаций с возрастанием амплитуды колебаний в течение месяца, предшествующего землетрясению. Во втором пункте в первой точке за десять дней до него начался экспоненциальный рост деформаций, во второй точке визуальных признаков подготовки землетрясения не выявлено [4].



В настоящей работе предпринята попытка определить возможные предвестники Кударинского землетрясения по широкополосным сейсмическим данным.

Ранее нами были обнаружены проявления возможных предвестников близких сильных и умеренных землетрясений БРС на эпицентральных расстояниях до 80 км, выразившиеся в понижении уровня микросейсмического шума за периоды от нескольких часов до десятков минут до толчка в частотной области от 0.5 Гц и выше [5]. В случае Кударинского землетрясения значимых изменений в амплитудно-частотном составе микросейсмических колебаний для указанных частот выявлено не было [5], поэтому мы анализировали низкочастотный диапазон – от 0.01 до 0.50 Гц.

Сейсмическая станция «Куяда» работает в непрерывном режиме с 30 ноября 2020 г. (т.е. за 10 дней до Кударинского землетрясения), что затрудняет анализ непосредственно фоновых колебаний до землетрясения. В настоящей работе анализировался временной период от начала регистрации до апреля 2022 г., для того чтобы оценить характеристики микросейсмического шума в спокойном состоянии.

Анализ микросейсмического шума в интервале от 0.01 до 0.50 Гц выявил периодическое увеличение амплитуды колебаний по горизонтальным компонентам в частотном диапазоне 0.01–0.10 Гц за период от 10 дней до Кударинского землетрясения и до 4 дней – после (до 20 ч 13 декабря). За указанный период (с 9 по 13 декабря 2020 г.) было зафиксировано 48 афтершоков Кударинского землетрясения с энергетическими классами от 12.2 до 6.1 [6]. За 14 ч до Кударинского землетрясения и 9 ч после него наблюдалось максимальное увеличение амплитуды колебаний – максимум составил 19.5 относительно спокойного фона.

Увеличение амплитуд микросейсмического шума для всего 14-дневного периода сопровождалось четко выраженной сменой ориентации колебаний – поляризационный анализ микросейсмического шума показал четко выраженную ориентацию колебаний в юго-восточном направлении (средний азимут – 121°), что хорошо согласуется с азимутом на эпицентр основного толчка – 124.6°. Сравнение спектрограмм и поляризации по трем компонентам (N–S, E–W и вертикальная) показало, что усиление колебаний наблюдалось только для горизонтальных компонент, для амплитуд вертикальной компоненты значительных изменений не обнаружено. Диаграммы направлений движений частиц (поляризационные диаграммы) показали, что движения происходили в горизонтальной плоскости, что говорит о доминировании в поле микросейсмических шумов объемных волн. Для фоновых микросейсмических шумов выраженной ориентации колебаний не обнаружено.

Сопоставление данных деформационного и микросейсмического мониторинга позволяет высказать предположение о том, что в поле микросейсмических шумов, по-видимому, отразился процесс медленных подвижек по разлому перед землетрясением и после основного срыва (толчка) с последующим затуханием.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту № 21-55-53019–ГФЕН\_а.

- [1] Dobrynina A.A., Perevalova N.P., Sankov V.A., Edemsky I.K., Lukhnev A.V. Analysis of the seismic and ionospheric effects of the Kudarinsky earthquake on December 9, 2020 // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. № 2s. 0622. doi:10.5800/GT-2022-13-2s-0622.
- [2] Sankov V.A., Dobrynina A.A. Active faulting in the Earth's crust of the Baikal rift system based on the earthquake focal mechanisms // *Moment Tensor Solutions / Ed. S. D'Amico. Springer Natural Hazards*. Cham: Springer, 2018. P. 599–618.
- [3] Салко Д.В., Борняков С.А. Автоматизированная система для мониторинга геофизических параметров на геодинамических полигонах // *Приборы*. 2014. № 6. С. 24–28.
- [4] Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспеев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин Е.П., Едемский И.К., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Король С.А., Снопков С.В. Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. В печати.
- [5] Korol S.A., Sankov A.V., Dobrynina A.A., Sankov V.A. Ambient seismic noise variations before earthquakes in the Baikal Rift System // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13 № 2s. 0632.
- [6] Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Кобелева Е.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р. Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. (Mw=5.5) на озере Байкал: результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47.



## ИНТЕГРАЦИЯ ДАННЫХ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА 15 ЯНВАРЯ 2022 г. (ТОНГА)

А.А. Добрынина<sup>1,2</sup>, В.А. Саньков<sup>1</sup>, Н.А. Радзиминович<sup>1</sup>, С.А. Борняков<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, [dobrynina@crust.irk.ru](mailto:dobrynina@crust.irk.ru)

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Извержение вулкана в Тонга (Тихий океан) 15 января 2022 г. ( $m_s=5.8$ ) сгенерировало мощные атмосферные (инфразвуковые, Лэмба, акустико-гравитационные) и сейсмические волны, распространившиеся по всему земному шару. По данным пунктов сейсмического и геофизического мониторинга и мониторинга уровня оз. Байкал, расположенных на расстоянии  $\sim 100.6^\circ$  от эпицентра, были зарегистрированы как атмосферные, так и литосферные возмущения, вызванные извержением. Поверхностные сейсмические волны фундаментальной и более высоких мод с частотами от 2 до 6 Гц зарегистрированы на сейсмической станции Талая (входит в глобальную мировую сеть Iris/Ida, данные получены с использованием системы IRIS Wilber 3 system, <https://ds.iris.edu/wilber3/>). По данным метеостанций в районе оз. Байкал (поселки Листвянка, Б. Коты, Куяда, Талая, Тырган) наблюдались колебания (повышение) атмосферного давления на  $1.519 \pm 0.036$  ГПа длительностью до 29 мин. Средняя скорость звуковой волны равна 3.42 м/с. Вариации атмосферного давления могли спровоцировать наблюдавшиеся высокочастотные изменения уровня оз. Байкал (максимальные вариации амплитуд до 8.1 мм) в течение 25 мин (поселки Листвянка, Б. Коты). На пунктах Тырган и Талая также наблюдались скачкообразные деформации горных пород – пики деформаций приходятся на моменты 30 с и 2 мин после пика изменения атмосферного давления.

Работы проводились в рамках проекта № 075-15-2020-787 «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории».



## НЕОАРХЕЙСКИЙ ВЫСОКОБАРНЫЙ АНАТЕКСИС ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

К.А. Докукина

Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru

Эклогиты, обнажающиеся вдоль северо-восточной границы Беломорского орогена на западе Фенноскандинавского щита, были сформированы как результат мезонеоархейской субдукции и коллизии. Ассоциация эклогитов Гридино представлена ТТГ гнейсами, содержащими прослой, фрагменты и дайки основных и ультраосновных пород. Постэклогитовый высокобарный анатексис происходил в неоархейское время ~2.71 млрд лет назад и локально затронул сложную по строению континентальный субстрат, включающий в себя разные типы гранитоидов (ТТГ гнейсы, граниты и мигматиты) и породы основного состава (мафические дайки и фрагменты мафических пород).

Исследованные мигматиты приурочены к границам контрастных по составу кислых и основных пород, которые, по-видимому, были наиболее благоприятны для миграции флюидов, диффузии компонентов и частичного плавления. Хороший пример частичного плавления контрастных по составу пород представлен на мысе Варгас, который находится в 3 км от с. Гридино. Здесь распространены ТТГ гнейсы с прослоями амфиболовых гнейсов, интродуцированные дайками метагаббро и содержащие многочисленные тела амфиболитов и эклогитов различного (от первых сантиметров до первых метров) размера, от изометричной до сильно уплощенной формы. Кислые и мафические породы испытали частичное плавление в условиях фации высокобарных гранулитов.

Гранат и фенгитсодержащая лейкосома замещают вмещающие гнейсы ТТГ и просачиваются в основные породы. Лейкосома относится к субщелочным гранитам с калиевой спецификой ( $\text{Na}_2\text{O}$  2.18–3.20,  $\text{K}_2\text{O}$  3.8–4.9 вес. %), имеет высокое содержание  $\text{SiO}_2$  (69.8–77.0 вес. %); аномально высокие содержания Ва (1548–3533 ppm) при низких содержаниях всех остальных рассеянных элементов. Лейкосома имеет обогащенный в ЛРЗЭ ( $\text{La}_N/\text{Lu}_N=6.7\text{--}68.9$ ,  $\text{Lu}_N/\text{Sm}_N=0.06\text{--}0.82$ ) или W-образный ( $\text{La}_N/\text{Lu}_N=2.97\text{--}3.27$ ,  $\text{Lu}_N/\text{Sm}_N=1.43\text{--}2.26$ ) РЗЭ спектр с положительной европиевой ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.1\text{--}12.4$ ) и стронциевой аномалиями и низкие валовые содержание РЗЭ (6–29 ppm). Второй тип лейкосомы представлен небольшими лейкогранитными телами и жилами (от десятков сантиметров до десятков метров по мощности), которые пересекают полосчатость всех метаморфических пород. Граниты также характеризуются калиевой спецификой ( $\text{Na}_2\text{O}$  2.76–3.90,  $\text{K}_2\text{O}$  3.10–4.91 вес. %), нормальным содержанием  $\text{SiO}_2$  (66.6–74.5 вес. %), пониженным содержанием бария (Ва 429–858 ppm), ЛРЗЭ обогащенным спектром ( $\text{La}_N/\text{Lu}_N=9.7\text{--}55.0$ ,  $\text{Lu}_N/\text{Sm}_N=0.13\text{--}0.46$ ) с негативной европиевой аномалией (0.3–0.6) и суммой РЗЭ 110–300 ppm.

Два типа гранитной лейкосомы с контрастными геохимическими свойствами являются характерными для метаморфических террейнов, которые испытали частичное плавление, и фиксируют разные стадии процесса. Составы лейкосом фиксируют первоначальную сегрегацию и миграцию расплава от остаточного источника и последующее кристаллическое фракционирование вытекшего расплава с преобладанием полевых шпатов. Миграция анатектических расплавов привела к формированию мелких тел лейкогранитов, характеризующихся высокими содержаниями редких элементов и отрицательными аномалиями Eu и Sr. Лейкограниты образовались из порций фракционированного расплава, который просочился через мигматиты и затвердел.

Новообразованные граниты по составу попадают в поле синтетических стекол, полученных в экспериментах по частичному плавлению архейских тоналитов и метатоналитов в сухих условиях при 6–12 кбар и 15–32 кбар [1, 2]. Содержание РЗЭ, значения  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  и  $\text{Sr}/\text{Sr}^*$  в лейкосоме, лейкогранитах и ТТГ гнейсах хорошо коррелируют. Такая корреляция характеризует ТТГ гнейсы как источник кислого расплава.

Результаты геохимического моделирования, проведенного для проверки гипотезы, что гранитная магма эволюционировала через частичное плавление ТТГ гнейсов с последующей сепарацией и фракционной кристаллизацией расплава, в целом воспроизвели плавление гнейсов с формированием небольших объемов лейкогранитов и лейкосомы, которая представляет собой остаточный полевошпатовый кумулат при степени плавления  $F=20-40\%$ .

Локализация процессов плавления на границах контрастных по составу пород, по-видимому, не случайна. Как следует из результатов экспериментального плавления расслоенных кристаллических протолитов в сухих условиях [4], породы, истощенные в подвижных компонентах, неспособные произвести расплав в нормальных условиях, становятся более способными на контактах с породами, которые содержат компоненты, дестабилизирующие водные фазы и инициирующие дегидратационное плавление. В таком случае анатектические граниты могут включать элементы из двух или более источников, которые участвуют в плавлении [3, 4].

Полевые наблюдения и микроструктурные особенности исследованных мигматитов показывают, что породы основного состава также вовлекались в плавление и становились источником элементов для новообразованных гранитов. Соотношение между элементами в гранитах, гнейсах и основных породах демонстрируют повышенные концентрации ТРЗЭ в лейкогранитах относительно гнейсов. По-видимому, основные породы могли быть источником ТРЗЭ.

Анатексис произошел в неоархейское время (~2.7 млрд лет назад). Цирконовые домены, богатые ураном, были частично или полностью затронуты радиационными повреждениями, что приводит к несогласованным разбросам дат между 2.7 и 1.9 млрд лет, что интерпретируется как отражение термального и флюидного наложения во время эволюции Беломорской провинции, которое вызвало перекристаллизацию и потерю Pb в неоархейских цирконах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 20-05-00190.

- [1] *Patiño Douce A.E.* Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. P. 275–290.
- [2] *Watkins J., Clemens J., Treloar P.* Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. P. 91–110.
- [3] *Skjerlie K.P., Patiño Douce A.E., Johnston D.A.* Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. P. 365–378.
- [4] *Skjerlie K.P., Patiño Douce A.E.* The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa; implications for melting in thickened continental crust and for subduction zone processes // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. P. 291–314.



## НОВЫЕ U-Pb И Sm-Nd ДАННЫЕ ДЛЯ ПСЕВДОТАХИЛИТСОДЕРЖАЩИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БРЕКЧИЙ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

К.А. Докукина<sup>1</sup>, В.С. Шешуков<sup>1</sup>, Т.Б. Баянова<sup>2</sup>, П.А. Серов<sup>2</sup>, А.С. Дубенский<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru

<sup>2</sup> Апатиты, Геологический институт Кольского научного центра РАН

Субдукционные границы литосферных плит генерируют крупнейшие землетрясения, которые составляют более 90 % от суммарного глобального сейсмического момента. Исследование эксгумированных субдукционных комплексов является единственным способом геологического наблюдения сейсмогенной зоны на глубине. Явные геологические свидетельства палеосейсмичности в субдукционных зонах были неизвестны, пока не было установлено, что зоны меланжа, присутствующие в аккреционных призмах, представляют собой комплексы древних субдукционных разломов [1]. Псевдотахилиты в древних субдукционных зонах удовлетворяют самым строгим критериям идентификации палеосейсмичных процессов [2] и являются уникальными свидетельствами динамических процессов разрывообразования во время землетрясений. Псевдотахилиты – это продукты экстремальных хрупких деформаций, формирующиеся в результате дробления и фрикционного плавления жестких горных пород при мгновенных с геологической точки зрения скоростях деформации [3]. Обычно это резко секущие жилки небольшой мощности с резко выклинивающимися границами, выполненные скрытокристаллической стекловатой породой с зернами мельчайших размеров и полосами течения, включающими милонитовые фрагменты. Псевдотахилиты или шоковые жилки встречаются во многих метаморфических комплексах в зонах тектонических нарушений, а также в пределах метеоритных кратеров и являются важными свидетельствами высокоскоростных деформаций в геологическом прошлом Земли.

В пределах мезонеоархейской Беломорской эклогитовой провинции в 4 км на ЮВ от с. Гридино на о-ве Избная Луда исследованы псевдотахилиты, приуроченные к структурам тектонического брекчирования контрастных по составу пород. Брекции находятся в пределах Центрального домена острова, где преобладают серые и светло-серые полосчатые плагиогнейсы, амфиболиты, розовые микроклиновые лейкограниты. Полосчатость и гнейсовидность пород имеют северо-западное и субширотное простирание и регулярно смещены вдоль системы субмеридионально ориентированных малоамплитудных (первые метры) разрывов. Амплитуда смещения соизмерима с протяженностью самих разрывов: от первых сантиметров до нескольких метров. В целом сеть разрывов имеет закономерное строение, согласующееся со строением классической зоны объемного сдвигового течения вещества (shear band), формировавшейся в компрессионных условиях.

Тектонические брекчии рассечены субмеридиональными эклогитизированными мафическими дайками, интрузии которых произошли 2.87–2.82 млрд лет назад [4]. Исследование Гридинского роя позволило проследить последовательные этапы эволюции базитового магматизма активной континентальной окраины, сочетающей в себе эпизоды надсубдукционного магматизма и магматизма, связанного с раскрытием субдукционного окна, возникшего при погружении срединно-океанического хребта [4]. Регулярные и закономерно ориентированные апофизы даек, а также явные сдвиговые смещения даек свидетельствуют о том, что дайки внедрялись синхронно сдвиговым хрупким деформациям. Направления этих деформаций согласны основным направлениям сдвига при формировании тектонических брекчий. Однако в отличие от компрессионных условий, в которых происходило брекчирование, формирование дайкового роя характеризует условия растяжения. Эти простые наблюдения позволили предложить простую гипотетическую модель последовательности событий, основанную на уже сложившихся представлениях об эволюции региона [4]. Изученные структуры тектонического брекчирования континентальных пород активной окраины Кольского палеоконтинента и сопряженные с брек-

чиями псевдотахилиты являются важными признаками палеосейсмических процессов и деформаций, реализующихся в относительно малоглубинных субдукционных условиях. Кварц-полевошпатовый состав деформированных пород позволил достаточно четко определить уровень дислокаций, отвечающий хрупкопластическому переходу при 350–450 °С на глубине 10–15 км. Напряженное состояние висячего крыла субдукционного канала отвечало начальным стадиям погружения срединно-океанического хребта мезоархейского океана Салма 2.88–2.87 млрд лет назад и завершилось сбросом напряжения и раскрытием субдукционного окна за счет растягивающих напряжений спредингового центра. Субдукционное окно существовало на протяжении достаточно длительного периода 2.87–2.82 млрд лет и определяло развитие широкого ареала мантийного мафического и корового кислого магматизма до того момента, пока не возобновились субдукционно-коллизийные процессы 2.82 млрд лет назад.

Были проведены U-Pb и Sm-Nd исследования пород, окружающих псевдотахилиты. Преобладающий молодой возраст цирконов в породах тектонических брекчий (гнейсы, лейкосома и микроклиновые лейкограниты) соответствует неоархейскому этапу ~2.70–2.72 млрд лет, тогда как в пограничных доменах сохраняются свидетельства более древнего мезоархейского и неоархейского возраста. Тектонические брекчии расцелены субмеридиональными эклогитизированными базитовыми дайками мезоархейского [4] возраста. По структурным признакам сейсмогенное событие, определившее формирование псевдотахилитов и тектонических брекчий, происходило до внедрения даек. Результаты датирования кислых пород, с одной стороны, свидетельствуют в пользу более молодого возраста даек, чем возраст пересекаемых дайками микроклиновых гранитов (~2.7 млрд лет). С другой стороны, лейкосома, пересекающая дайку эклогитизированных метагаббро-норитов, дает такой же возраст. В гнейсах ЦД также преобладает циркон с возрастом ~2.7 млрд лет. Можно даже предложить нелепую гипотезу, что дайки, породы и все деформационные структуры сформировались одновременно вместе со всеми остальными породами в узком интервале 2.70–2.72 млрд лет.

В литературе, посвященной высокобарическим эклогитсодержащим комплексам, часто подчеркивается контрастность условий метаморфизма в основных и кислых породах континентальных террейнов [5]. Другими словами, в кислых породах плохо сохраняются минеральные парагенезисы проградных и пиковых стадий метаморфической эволюции. Ключом к пониманию однообразных неоархейских значений возраста ~2.71–2.70 млрд лет, полученных в кислых породах, оказалось изучение шлифов микроклиновых лейкогранитов. Во всех изученных шлифах лейкогранитов на месте магматического биотита был сформирован расплав согласно реакции  $Vt+Qtz(+Pl)=Grt+Liq(+Mag)$ , области которого в настоящее время представлены неоднородным по составу полевошпатовым агрегатом с многочисленными включениями граната, магнетита, апатита, циркона и новообразованного или реликтового биотита. Таким образом, температуры воздействия были достаточно высоки, чтобы граниты испытали частичное плавление.

Из литературы известно, что возраст гранулитового циркона часто не соответствует пику высокотемпературного метаморфизма, а вместо этого дает информацию об истории охлаждения от высоких температур, включая время и скорость эксгумации глубоких корней орогенов [6]. Когда породы остывают в сторону солидуса, любые расплавы, которые не были извлечены из них, будут кристаллизоваться [7]. Остывание пород при температуре в диапазоне 750–650 °С приводит к образованию флюида и гидратации ранее уравновешенных высокотемпературных минеральных ассоциаций и способствуют росту нового циркона. Кроме того, флюиды могли воздействовать на ранее существовавший циркон с перекристаллизацией подверженных радиационному разрушению областей циркона, выщелачивая микроэлементы с поверхности зерен, вызывая перекристаллизацию старого нерастворенного циркона и сброс U-Pb систематики.

Sm-Nd анализ псевдотахилитов обнаруживает значительную дисперсию изотопных составов неодима – значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  для изученных образцов варьируются от +2.33 до –2.56. Принимая во внимание механизм образования псевдотахилитов, можно сделать вывод, что подобные вариации могли возникнуть вследствие активного перемешивания вещества и его плавления, что привело к нарушению изотопного равновесия и последующей неполной гомогенизации изотопной Sm-Nd системы. Помимо этого, гетерогенность изотопного состава псевдотахилитов может быть результатом смешения исходных пород на изотопном уровне. Для точек, соответствующих образцам псевдотахилитов, наблюдается зависимость изотопного состава неодима и концентраций Nd, что может указывать на смешение нескольких изотопно контрастных источников. При этом гнейсы и базитовые дайки образуют на диаграмме облако фигуративных точек без явной корреляции, подтверждая отсутствие смешения для данных образцов. В результате плавления пород

при температуре, превышающей температуру закрытия Sm-Nd изотопной системы, или смешения разных изотопных источников полученные значения возраста псевдотахилитов 1.5–2.0 млрд лет, вероятно, не несут геологического смысла.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 20-05-00190.

- [1] *Fisher D., Byrne T.* Structural evolution of underthrust sediments, Kodiak Islands, Alaska // *Tectonics*. 1987. V. 6. P. 775–793.
- [2] *Cowan D.S.* Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // *Journal of Structural Geology*. 1999. V. 21. P. 995–1001. doi:10.1016/S0191-8141(99)00046-2.
- [3] *Spray J.* Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1119–1122. doi:10.1130/0091-7613(1995)0232.3.CO;2.
- [4] *Dokukina K., Mints M.* Subduction of the Mesoarchaean spreading ridge and related metamorphism, magmatism and deformation by the example of the Gridino eclogitized mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield // *Journal of Geodynamics*. 2019. V. 123. P. 1–37.
- [5] *Gilotti J.A., Nutman A.P., Brueckner H.K.* Devonian to Carboniferous collision in the Greenland Caledonides: U-Pb zircon and Sm-Nd ages of high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphism // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2004. V. 148. P. 216–235.
- [6] *Harley S.L.* Extending our understanding of Ultrahigh temperature crustal metamorphism // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. 2004. V. 99. P. 140–158.
- [7] *Sawyer E.W.* Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks // *Journal of Metamorphic Geology*. 2001. V. 18. P. 291–309.



## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (725–710 МЛН ЛЕТ) МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.И. Демонтерова

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tatiana\_donskaya@mail.ru

Неопротерозойские (725–715 млн лет) дайки (реже силлы) долеритов, объединяющиеся в Саяно-Байкальский дайковый пояс протяженностью более 1000 км и входящие в Иркутскую крупную магматическую провинцию, широко распространены в пределах выступов фундамента южной части Сибирской платформы [1–9]. Считается, что внедрение этих долеритов отражает масштабные процессы рифтогенеза, связанные с отделением Сибирского кратона от Лаврентии и с распадом суперконтинента Родиния [1–9]. Несмотря на серию публикаций по геохимии неопротерозойских долеритов Саяно-Байкальского дайкового пояса [1–5], еще остались нерешенные вопросы, касающиеся реконструкции источников расплавов и особенностей петрогенеза этих пород. Кроме того, интересным представляется вопрос о корреляции неопротерозойского магматизма Саяно-Байкальского дайкового пояса с близковозрастными магматическими породами, представленными в других частях Сибирской платформы, в террейнах северной группы Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также на других континентах.

Неопротерозойские долериты Саяно-Байкальского дайкового пояса приурочены к краевым выступам фундамента Сибирской платформы, образуя одноименные поля: Бирюсинское, Шарыжалгайское, Голоустенское и Прибайкальское. Большинство долеритов в пределах всех полей Саяно-Байкальского дайкового пояса по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам и андезибазальтам нормальной щелочности, характеризуются низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (0.3–1.5 мас. %) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.04–0.18 мас. %).

Бирюсинское поле представлено многочисленными силлами долеритов, залегающими среди осадочных отложений нижней части карагасской серии неопротерозоя, а также дайками, пересекающими эти осадочные толщи и раннедокембрийские породы Бирюсинского выступа фундамента Сибирской платформы [2, 3, 5, 8]. Долериты обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ  $(\text{La}/\text{Yb})_n=4.8\text{--}6.6$ , хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta и Ti на мультиэлементных спектрах, высокие значения геохимического отношения  $(\text{Th}/\text{La})_{pm}=1.36\text{--}1.77$ , близкие породам континентальной коры, а также отрицательные величины  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-12.3, -12.8$  [2, 5, 10]. Совокупность изотопно-геохимических характеристик долеритов Бирюсинского поля позволяет предполагать их происхождение за счет контаминации вещества мантийного источника материалом континентальной коры.

В Шарыжалгайское поле объединены дайки долеритов, прорывающие архейские и раннепротерозойские метаморфические и магматические породы Шарыжалгайского выступа фундамента платформы. В пределах этого поля дайки долеритов были изучены на Китойском, Кругобайкальском и Ливствянском участках.

На Китойском участке дайки имеют небольшую мощность (1.5–3.0 м), северо-западное простирание и преимущественно пологие углы падения [1–4, 9]. Долериты демонстрируют низкие концентрации Th (0.15–0.66 г/т), слабофракционированные спектры распределения РЗЭ  $(\text{La}/\text{Yb})_n=1.1\text{--}2.8$ , низкие значения отношения  $(\text{Th}/\text{La})_{pm}=0.32\text{--}0.96$ , варьирующиеся величины  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-2.1\text{--}18.4$  [1–4, 10]. На основании геохимических и изотопных данных можно сделать вывод, что долериты могли быть образованы в результате плавления мантийного источника, близкого по составу базальтам океанических плато при добавлении к нему материала субконтинентальной литосферной мантии.

На Кругобайкальском и Ливствянском участках мощность даек варьируется от 0.5 до 15–20 м. Дайки имеют субширотное простирание (204–280°) и крутые углы падения. Долериты даек на данных участках обнаруживают слабофракционированные спектры распределения редкоземельных элементов  $(\text{La}/\text{Yb})_n=1.4\text{--}3.8$ , отрицательные аномалии по Nb и Ti на мультиэлементных спектрах, высокие значения отношения  $(\text{Th}/\text{La})_{pm}=1.1\text{--}2.1$ , отрицательные величины



$\epsilon_{Nd}(t) = -6.2, -10.3$ , что в совокупности указывает на формирование долеритов в результате коровой контаминации мантийного источника.

В Голоустенское поле объединяются дайки долеритов, пересекающие как раннепротерозойские метаморфические и магматические породы южной части Байкальского выступа фундамента платформы, так и распространенные здесь долериты мезопротерозойского возраста. Дайки имеют северо-восточное простирание, крутые углы падения и мощность от нескольких десятков сантиметров до двадцати метров. Характерными особенностями составов долеритов Голоустенского поля являются высокие концентрации  $Th = 3.6-7.8$  г/т и  $La = 18-32$  г/т, фракционированные спектры распределения РЗЭ  $(La/Yb)_n = 6.1-10.0$ , хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ti на мультиэлементных спектрах, отрицательные величины  $\epsilon_{Nd}(t) = -15.5, -16.5$ , а также высокие значения индикаторных геохимических отношений Th/Nb и Ce/Nb, близкие субдукционному мантийному компоненту по [11]. Отмеченные выше характеристики могут свидетельствовать о формировании данных долеритов за счет плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционным компонентом.

В Прибайкальское поле объединяются дайки северного и северо-восточного простирания, расположенные в центральной части Байкальского выступа фундамента платформы, с варьирующимися углами падения, от пологих до субвертикальных, и мощностью от первых метров до нескольких десятков метров [2, 3]. Центральные части долеритов мощных даек характеризуются достаточно низкими концентрациями Th (0.6–2.1 г/т) и Nb (3.3–9.2 г/т), варьирующимися значениями отношения  $(Th/La)_{pm} = 0.7-1.3$ , а также значениями  $\epsilon_{Nd}(t) = -0.5 \dots -3.9$ . Совокупность данных показывает, что эти долериты могли быть образованы в результате плавления мантийного источника, образованного при смещении мантийных компонентов, близких по составам к базальтам океанических плато и субконтинентальной литосферной мантии. Долериты из краевых частей мощных дайковых тел и долериты, слагающие маломощные дайки, обнаруживают более высокие концентрации Th (3.0–5.3 г/т) и Nb (9.8–21.1 г/т), значения отношения  $(Th/La)_{pm} = 1.6-1.9$  и значения  $\epsilon_{Nd}(t) = -5.3 \dots -6.0$ , что указывает на добавление материала континентальной коры к мантийному источнику.

Таким образом, в неопротерозойский Саяно-Байкальский дайковый пояс, прослеживающийся в пределах южного фланга Сибирского платформу практически на всем его протяжении (более 1000 км), объединяются долериты, сформированные в одно и то же время и в одной и той же обстановке внутриконтинентального растяжения. Однако геохимические и изотопные характеристики этих пород существенно различаются в результате плавления разных по своему составу родоначальных источников.

Помимо долеритов Саяно-Байкальского дайкового пояса на разных участках Сибирской платформы индикаторами неопротерозойских событий внутриконтинентального растяжения являются высокотитанистые базиты, магматические породы кислого состава (гранитоиды и вулканиты) и карбонатиты. В частности, в Тонодском выступе фундамента индикаторами этих событий являются субвулканические тела и дайки гранит-порфиров язовского комплекса с возрастом около 710 млн лет и геохимическими характеристиками гранитов А-типа [12]. В Енисейском кряже рифтогенные магматические образования временного интервала 725–710 млн лет представлены широким спектром магматических пород: гранитоиды и кислые вулканиты А-типа, метабазальты с геохимическими характеристиками, типичными для внутриплитных базальтов, карбонатиты [13–18]. В Игарском поднятии (северо-западная окраина Сибирской платформы) возраст около 715 млн лет предполагается для вулканитов основного состава игарского вулканического комплекса с геохимическими характеристиками внутриплитных базальтов [19].

В отличие от пород Сибирской платформы, в террейнах южного складчатого обрамления Сибирской платформы (Центрально-Азиатский складчатый пояс) возраст 730–710 млн лет был зафиксирован для пород базит-ультрабазитовых комплексов с ЭПГ-Cu-Ni минерализацией, объединенных в Восточно-Сибирскую металлогеническую провинцию [20]. Эта провинция включает в себя массивы Кингашского интрузивного комплекса Идарского блока Канского террейна [7, 21–24], Тартайский массив Алхадырского террейна [20, 23], Довыренский интрузивный комплекс, в том числе Йоко-Довыренский массив, Олокинского террейна (Олокильская рифтовая зона) [25–27].

Магматические образования основного состава с возрастом 725–710 млн лет широко распространены и в северной части Лаврентии, где эти породы слагают крупную магматическую провинцию Франклин.

Таким образом, в качестве комплексов-индикаторов процессов масштабного внутриконтинентального растяжения, отражающих распад суперконтинента Родиния, могут выступать магматические породы совершенно разного состава, имеющие широкий спектр изотопных и геохимических характеристик. Только совокупность этих вещественных параметров в сочетании с анализом геологической ситуации позволяет надежно определить роль и место подобных образований широкого спектра составов в расшифровке сценария геодинамической эволюции той или иной территории и в масштабных процессах эволюции таких крупных тектонических структур Земли, как кратоны и суперконтиненты.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00101).

- [1] *Гладкочуб Д.П., Скляр 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] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А.* Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.
- [3] *Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии: Интеграционные проекты СО РАН / Ред. Е.В. Скляр.* Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. Вып. 11. 367 с.
- [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., Stanevich A.M.* Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precambrian Research*. 2006. V. 147. P. 260–278.
- [6] *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] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geosciences*. 2016. V. 9. № 6. P. 464–469.
- [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] *Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Murphy J.B., Tait J.A., Donskaya T.V., Konstantinov I.K.* Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography // *Precambrian Research*. 2013. V. 231. P. 372–382.
- [10] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A.* Palaeoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // *Geological Society, London, Special Publications*. 2009. V. 323. P. 127–143.
- [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] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Скляр 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 // *ДАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 490. № 2. С. 10–14.
- [13] *Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С.* Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 12. С. 1307–1320.
- [14] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 7. С. 666–688.
- [15] *Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В.* Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.
- [16] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палеский С.В., Яковлева С.З., Яснев А.М., Федосенко А.М.* Неопротерозойские постколлизийные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 1. С. 54–68.

- [17] *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.
- [18] *Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А.* Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронология пенчегинского комплекса // *ДАН*. 2011. Т. 437. № 4. С. 514–519.
- [19] *Кочнев Б.Б., Худoley А.К., Дюфрейн С.Э., Марусин В.В., Прияткина Н.С.* Неопротерозойский вулканогенно-осадочный бассейн на северо-западной окраине Сибирского кратона (по результатам датирования обломочных цирконов) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 18. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. С. 181–183.
- [20] *Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б.* Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 11. С. 1689–1704.
- [21] *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В.* Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 1. С. 80–92.
- [22] *Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Глазунов О.М., Тишин П.А., Краснова Т.С., Войтенко Д.Н.* Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // *ДАН*. 2009. Т. 429. № 5. С. 645–651.
- [23] *Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седрелунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д.* Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.
- [24] *Marfin A.E., Radomskaya T.A., Ivanov A.V., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Yakich T.Yu., Gertner I.F., Kamo S.L., Ernst R.E., Bryanskiy N.V., Glazunov O.M., Belozeroва O.Yu.* U-Pb dating of apatite, titanite and zircon of the Kingash mafic-ultramafic massif, Kan terrane, Siberia: from Rodinia break-up to the reunion with the Siberian craton // *Journal of Petrology*. 2021. V. 62. egab049.
- [25] *Кислов Е.В.* Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
- [26] *Арискин А.А., Костицын Ю.А., Данюшевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А.* Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия*. 2013. № 11. С. 955–972.
- [27] *Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В.* Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.



## ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА БАСТНЕЗИТ-ФЛЮОРИТОВЫХ ПОРОД УЛАН-УДЭНСКОГО И ЮЖНОГО ПРОЯВЛЕНИЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Г. Дорошкевич<sup>1,2,3</sup>, А.А. Редина<sup>1</sup>, И.А. Избродин<sup>1,3</sup>, Г.С. Рипп<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, doroshkevich@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

<sup>3</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Улан-Удэнское и Южное проявления бастнезит-флюоритовых пород имеют генетическую связь с позднемезозойскими щелочно-основными карбонатитовыми комплексами Западного Забайкалья [1, 2]. Улан-Удэнское проявление расположено в пределах г. Улан-Удэ, вдоль северной границы мезозойской рифтогенной Иволга-Удинской впадины, в бортовой части р. Селенги. Возраст пород проявления установлен по флогопиту Ag-Ag методом и составляет  $134.2 \pm 2.6$  млн лет [1]. Среди пород различаются линзовидные и жиллообразные бастнезит-флюоритовые тела, брекчии, цементированные бастнезит-флюоритовым агрегатом, и породы, состоящие из кальцитовых и альбит-кальцитовых агрегатов, содержащих бастнезит и монацит [1, 2]. Южное проявление расположено в пределах Слюдинского горста, в краевой части Оронгойской рифтогенной впадины. Значения возраста карбонатитов, определенные Rb-Sr методом, составляют  $122 \pm 4$  млн лет, а щелочных сиенитов –  $130 \pm 5$  млн лет [3]. Флюорит-бастнезитовые породы представлены шпировыми обособлениями варьирующегося размера в кальцитовых карбонатитах [4].

Были проведены геохронологические (U-Pb) и изотопные (Nd) исследования бастнезита из бастнезит-флюоритовых пород обоих проявлений.

Для бастнезита Южного проявления было получено 18 значений. Для определения возраста использовалось средневзвешенное отношение  $Pb^{208}/Th^{232}$ , поскольку содержания урана крайне низкие (2–3 ppm). Содержания тория варьируются от 3096 до 4584 ppm. Оценка возраста бастнезита проявления Южное составляет  $130.2 \pm 1.1$  млн лет при MSWD=1.05. Первичные  $^{143}Nd/^{144}Nd$  отношения в минерале варьируются от 0.512122 до 0.512188, рассчитанные  $\epsilon Nd$  (130 млн лет) равны  $-6.08 \dots -7.41$ . Схожие значения имеют карбонатиты с  $\epsilon Nd$  (130 млн лет) от  $-6.21$  до  $-7.02$ .

Бастнезит из бастнезит-флюоритовых пород Улан-Удэнского проявления также характеризуется низкими содержаниями урана (3–11 ppm) при вариациях тория от 1330 до 4040 ppm. Средневзвешенное значение возраста, определенное по  $Pb^{208}/Th^{232}$  отношению (16 точек), составляет  $136.6 \pm 1.9$  млн лет при MSWD=2. Первичные  $^{143}Nd/^{144}Nd$  отношения в минерале варьируются от 0.512269 до 0.512348, рассчитанные  $\epsilon Nd$  (T) составляют  $-4.28 \dots -2.67$ . Схожие значения определены для вала бастнезит-флюоритовых пород с  $\epsilon Nd$  (T) от  $-2.94$  до  $-3.83$ .

Полученные значения возраста бастнезита из флюорит-бастнезитовых пород Южного и Улан-Удэнского проявлений перекрываются с возрастными оценками, определенными для карбонатитов Западного Забайкалья [3]. Позднемезозойский этап карбонатитообразования (130–122 млн лет) в Западном Забайкалье совпадает с таковым в пределах Монголии и Тувы, а формирование карбонатитовых комплексов связывают с внутриплитными рифтогенными процессами, предопределенными воздействием Центрально-Азиатского горячего поля мантии [5, 6].

Полученные Nd изотопные данные для бастнезита и пород показывают, что они обладают изотопным составом, обедненным радиогенным Nd, и могут являться продуктами плавления обогащенной мантии. Вариант корового источника или коровой контаминации выглядит маловероятным из-за ураганных содержаний РЗЭ как в карбонатитах, так и в бастнезит-флюоритовых породах. Стоит отметить, что породы других позднемезозойских щелочно-основных карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья (Аршан, Халюта) характеризуются схожими значениями [6, 7] с бастнезит-флюоритовыми породами и карбонатитами Улан-Удэнского и Южного проявлений. Наблюдаемые вариации изотопного состава Nd пород комплексов могут быть связаны с участием не только обогащенного, но и деплетированного резервуара как компонента смешения в исходных расплавах. При этом роль последнего, согласно изотопным данным, была незначительна.

Изучение источников вещества и определение возраста проявлений выполнены по теме и за счет средств гранта РНФ 22-17-00078. Геология региона изучена в рамках базовых проектов НИР ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0024) и ГИН СО РАН (AAAAA21-121011390002-2).

[1] *Ripin G.S., Prokopyev I.P., Izbrodin I.A., Lastochkin E.I., Ramtilov M.O., Doroshkevich A.G.* и др. Бастнезит-флюоритовые породы Улан-Удэнского проявления (минеральный состав, геохимические особенности, проблемы генезиса) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 12. С. 1754–1774.

[2] *Ripin G.S., Lastochkin E.I., Damdinova L.B., Izbrodin I.A., Ramtilov M.O., Savchenko A.A.* и др. Флюорит-бастнезитовые породы Улан-Удэнского редкоземельного проявления – новый тип карбонатитов (Россия, Западное Забайкалье) // Науки о Земле и недропользование. 2020. Т. 43. № 2. С. 145–159.

[3] *Ripin G.S., Doroshkevich A.G., Posokhov V.F.* Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 79–96.

[4] *Ripin G.S., Kobylkina O.V., Doroshkevich A.G., Sharakiyev A.O.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 230 с.

[5] *Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Ivanov V.G.* Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.

[6] *Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V.* Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // Gondwana Research. 2019. V. 69. P. 56–72.

[7] *Doroshkevich A.G.* Петрология карбонатитовых и карбонатитсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2013. 31 с.



## ИЗОТОПНАЯ Sr-Nd-Pb СИСТЕМАТИКА И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТРАХИБАЗАЛЬТОВ ХАРАНОРСКОЙ И ТОРЕЙСКОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

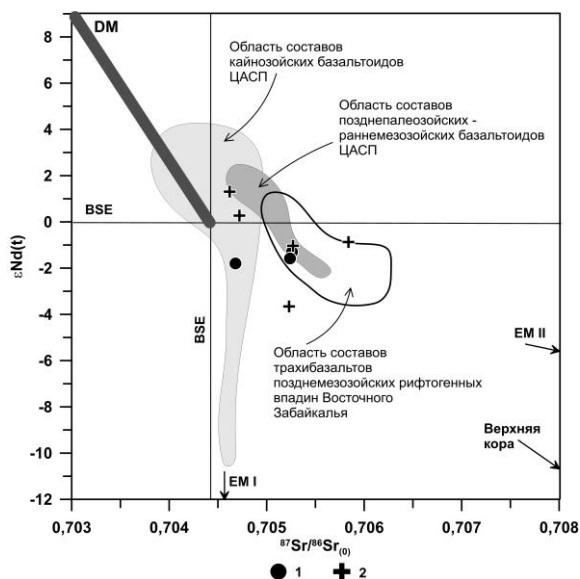
С.И. Дриль, М.И. Кузьмин, А.Я. Медведев, С.А. Сасим

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

Завершающий эпизод активности Пра-Африканского суперплюма в Центральной Азии в позднеюрское – раннемеловое время обусловил формирование обширного Восточно-Монгольско-Забайкальского ареала внутриплитового магматизма, охватывающего систему рифтогенных впадин, протянувшуюся более чем на 1500 км из Восточной Монголии через Восточное Забайкалье в Восточное Приамурье [1]. С большинством этих впадин связаны проявления вулканитов трахибазальтовой серии, которая в ряде случаев имеет бимодальный характер.

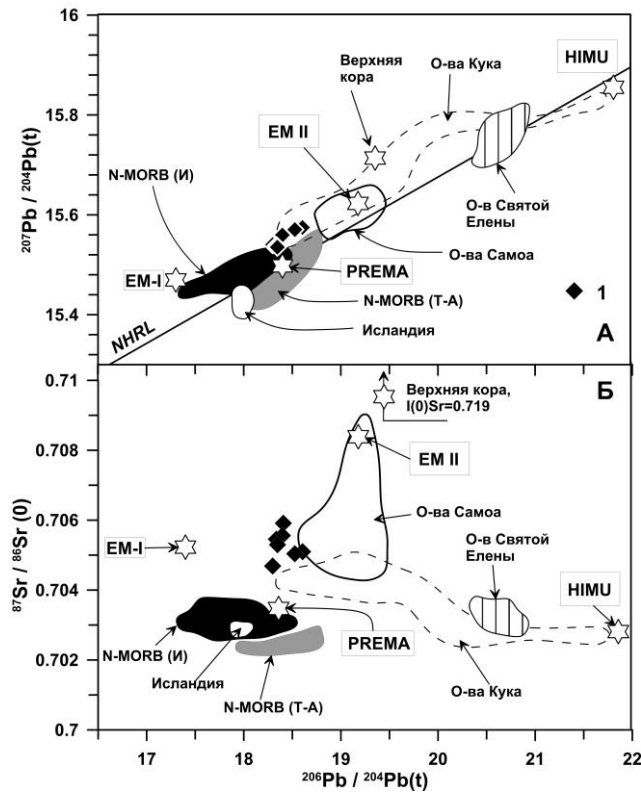
Исследованы изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских вулканитов трахибазальтовой серии Харанорской и Торейской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья, показавшие следующее. На вариационной диаграмме Th/Yb – Nb/Yb вулканиты трахибазальтовой серии Харанорской впадины располагаются в области составов активных континентальных окраин, что указывает на их связь с процессами субдукции, оказывающими влияние как на состав самих расплавов, так и на состав источников этих расплавов. Вулканиты Торейской впадины характеризуются близостью к тренду мантийной последовательности, определяемому процессом последовательного обогащения мантийного источника внутриплитовым компонентом без существенного влияния субдукционной или коровой составляющей.

Трахибазальты Харанорской впадины имеют величины  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7047\text{--}0.7058$  при значениях  $\epsilon\text{Nd}(t)=+1.3\text{--}3.6$ , а трахибазальты Торейской впадины –  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.7046\text{--}0.7052$  и  $\epsilon\text{Nd}(t)=-1.3\text{--}1.8$  (рис. 1). Эти величины являются характерными для позднемезозойских трахибазальтов рифтовых областей Монголии и Забайкалья [2, 3]. Отклонение некоторых составов трахибазальтов в область более радиогенных отношений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  при отрицательных величинах  $\epsilon\text{Nd}(t)$  может быть объяснено как влиянием субдукционных процессов на источник расплавов, так и незначительной коровой контаминацией последних.



**Рис. 1.** Изотопная диаграмма  $\epsilon\text{Nd}(t) - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$  для пород трахибазальтовой серии Торейской и Харанорской позднемезозойских рифтогенных впадин Восточного Забайкалья. 1 – трахибазальты Торейской впадины; 2 – трахибазальты Харанорской впадины. Области составов позднепалеозойских, мезозойских, кайнозойских внутриплитовых базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) приведены по [3, 4]; область составов трахибазальтов позднемезозойских рифтогенных впадин Восточного Забайкалья приведена по [2] с использованием неопубликованных данных С.И. Дриля.

Диаграмма зависимости изотопного состава свинца в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 2, А) свидетельствует о том, что точки составов вулканитов трахибазальтовой серии Харанорской и Торейской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья группируются вдоль линии NHRL, занимая промежуточное положение между деплетированными в разной степени составами MORB / PREMA и источниками EM II, или веществом верхней континентальной коры. Это подтверждается и закономерностями распределения точек составов трахибазальтов на диаграмме вариаций величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 2, Б).



**Рис. 2.** Диаграммы зависимости изотопного состава: А – свинца ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ); Б – стронция и свинца ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ). 1 – фигуративные точки составов трахибазальтов Харанорской и Торейской рифтогенных раннемеловых впадин Восточного Забайкалья; N-MORB (И) – поле составов базальтов MORB Индийского океана по литературным данным; N-MORB (Т-А) – поле составов базальтов MORB Тихого и Атлантического океанов, а также поле составов базальтов Исландии по литературным данным.

Таким образом, формирование трахибазальтов Харанорской и Торейской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья происходило за счет смешения вещества деплетированного (MORB) или умеренно деплетированного (PREMA) источника, а также корового компонента, представленного в виде EM II или веществом верхней континентальной коры.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 20-05-00116, а также частично проектом НИР № 0284-2021-0007 «Роль магматических, метаморфических и геодинамических процессов в рециклинге вещества и в формировании изотопно-геохимически неоднородной континентальной литосферы в складчатом обрамлении Сибирского кратона». Руководитель д.г.-м.н. А.Б. Перепелов (Рег. № 121102500039-6).

- [1] Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитовый магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. № 6. С. 3–23.
- [2] Сасим С.А., Дриль С.И. Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика пород шошонитовой и трахибазальтовой серий на примере мезозойских вулканитов Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 202–204.
- [3] Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И. Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // Геология и геофизика. 2018. № 12. С. 2101–2128.
- [4] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–34.



## МОЩНОСТЬ И ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ПОД КУОЙКСКИМ КИМБЕРЛИТОВЫМ ПОЛЕМ (СИБИРСКИЙ КРАТОН, ЯКУТИЯ)

А.М. Дымшиц<sup>1,2</sup>, Е.А. Муравьева<sup>2</sup>, И.С. Шарыгин<sup>1,2</sup>,  
А.В. Головин<sup>2</sup>, А.М. Логвинова<sup>2</sup>, О.Б. Олейников<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, adymshits@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

<sup>3</sup> Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

Изучение состава и термального состояния литосферной мантии под отдельными участками Сибирского кратона на основе данных по химическому составу минералов из мантийных ксенолитов из разновозрастных кимберлитов является важным инструментом для оценки влияния тектонотермальных и сопряженных с ними метасоматических событий на алмазоносный потенциал субкратонной литосферной мантии. При этом первоочередной задачей является максимально точная реконструкция термального режима литосферной мантии на момент кимберлитового магматизма.

Термальное состояние субкратонной литосферной мантии центральной части Сибирского кратона на момент среднепалеозойского этапа кимберлитового магматизма достоверно реконструировано для Далдынского и Верхнемунского полей (например [1, 2]). Северная окраина Сибирского кратона, где проявлен более поздний мезозойский этап кимберлитового магматизма, остается слабоизученной. Для мезозойского Куойкского кимберлитового поля имеются несколько противоречащих работ, посвященных теме реконструкции мантийной палеогеотермы [3–7].

На основе химического состава 92 ксенокристаллов клинопироксена и с использованием программного пакета FITPLOT была реконструирована мантийная палеогеотерма под кимберлитовой трубкой Обнаженной (Куойкское поле). Значения мощности литосферы и поверхностного теплового потока для трубки Обнаженной на момент кимберлитового магматизма (мезозой) составили 187–193 км и 41–42 мВт/м<sup>2</sup>. Полученное значение мощности литосферы значительно меньше, чем в центральной части Сибирского кратона, где располагаются алмазоносные кимберлитовые трубки-месторождения среднепалеозойского возраста (210–230 км), однако оно сопоставимо с таковым в районе высокоалмазоносного поля Кимберли (Каапвальский кратон, Южная Африка). Отсутствие алмазов в трубках Куойкского поля, за исключением убого алмазоносной трубки Дьянга, может быть связано с интенсивным метасоматическим преобразованием пород литосферной мантии данного региона на момент мезозоя по сравнению с центральной частью Сибирского кратона на момент среднего палеозоя [3, 6, 8].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 18-77-10062, <https://rscf.ru/project/18-77-10062/>.

- [1] Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I.V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S.V., Garanin V.K. Thermal state, thickness, and composition of the lithospheric mantle beneath the Upper Muna kimberlite field (Siberian Craton) constrained by clinopyroxene xenocrysts and comparison with Daldyn and Mirny fields // *Minerals*. 2020. V. 10. № 6. 549.
- [2] Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. P. 2222–2232.
- [3] Тычков Н.С., Юдин Д.С., Николенко Е.И., Мальгина Е.В., Соболев Н.В. Мезозойская литосферная мантия северо-восточной части Сибирской платформы по данным включений из кимберлитов // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 10. С. 1564–1585.
- [4] Ащепков И.В., Иванов А.С., Костровицкий С.И., Вавилов М.А., Бабушкина С.А., Владыкин Н.В., Тычков Н.С., Медведев Н.С. Мантийные террейны Сибирского кратона: их взаимодействие с плюмовыми расплавами на основании термобарометрии и геохимии мантийных ксенокристов // *Геодинамика и тектонофизика*. 2019. Т. 10. № 2. С. 197–245.



- [5] *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny, P.D., Ilupin I.P.* The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*. 1999. V. 310. P. 1–35.
- [6] *Howarth G., Barry P., Pernet-Fisher J., Baziotis I., Pokhilenko N., Pokhilenko L., Bodnar R., Taylor L., Agashev A.* Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*. 2014. V. 184–187. P. 209–224.
- [7] *Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y., Golovin A.V., Oleinikov J.B.* Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018. V. 224. P. 132–153.
- [8] *Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N.* Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // 7th International Kimberlite Conference. 1999. V. 2. P. 689–698.



## СОСТАВ, U-РЬ ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ИЛИКТИНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

У.С. Ефремова<sup>1</sup>, Т.В. Донская<sup>1</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>1</sup>, А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>, Н.В. Брянский<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Иркутск, Институт земной коры СО РАН, uefremova@crust.irk.ru

<sup>2</sup>Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Иликтинская свита является частью раннепротерозойской сарминской серии Аkitканского складчатого пояса и обнажается в пределах Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы. Свита протягивается в северо-восточном направлении от верховьев р. Анга до верховьев р. Бол. Анай. Согласно данным геологического картирования [2], иликтинская свита сложена разнообразными сланцами, песчаниками и метазэффузивами среднего и кислого состава. Породы свиты залегают на метаморфизованных породах харгитуйской свиты сарминской серии и интродуцированы гранитоидами кочериковского комплекса с возрастом 1.91 млрд лет [1], локально распространенными в районе поселков Онгурен и Кочериково, а также гранитоидами приморского и ирельского комплексов с возрастом 1.87–1.86 млн лет [3, 12, 13]. Отложения иликтинской свиты перекрываются осадочно-вулканогенными породами акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, которые совместно с гранитоидами приморского и ирельского комплексов входят в состав Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса с возрастом 1.88–1.84 млрд лет [3, 6, 12, 13].

Изучение пород иликтинской свиты проводилось на четырех участках Западного Прибайкалья: мыс Тытери оз. Байкал, район р. Глубокая Падь, южная оконечность пос. Онгурен и район р. Курга. Всего было отобрано и проанализировано 44 пробы, в том числе две геохронологические пробы для определения возраста детритовых цирконов.

На мысе Тытери иликтинская свита представлена преимущественно песчаниками. Песчаники сложены обломками пород и минералов полуокатанной и неокатанной формы. Цемент базально-поровый, глинисто-слистистый или полностью перекристаллизованный в хлорит-серицит-полевошпат-кварцевый агрегат. Структура пород псаммитовая, бластопсаммитовая, псефопсаммитовая, текстура пятнистая, сланцеватая. Основными минералами, слагающими песчаники, являются кварц (17–50 %), плагиоклаз (5–23 %) и калишпат (19–25 %). Среди второстепенных минералов встречаются серицит или мусковит, хлорит, карбонат, рудный минерал и биотит. В качестве аксессуарных минералов присутствуют циркон, апатит, ортит и сфен-лейкоксен. Обломки пород представлены преимущественно гранитами, однако встречаются также обломки кварцитов, алевролитов, кремней и эффузивов основного состава. Породы были подвержены вторичным изменениям, в том числе катаклазу и рассланцеванию.

Среди пород иликтинской свиты в районе р. Глубокая Падь отмечаются метапесчаники и сланцы. Метапесчаники имеют лепидонематогранобластовую, лепидогранобластовую или бластопсаммитовую структуру, сланцеватую или пятнистую текстуру. Главными минералами, слагающими метапесчаники, являются кварц (38–40 %) и плагиоклаз (24–39 %). Второстепенные минералы представлены серицитом, хлоритом, амфиболом, калишпатом и рудным минералом. Аксессуарные минералы – циркон, апатит, турмалин. Сланцы имеют сланцеватую текстуру и фибробластовую или нематолепидогранобластовую структуру. Среди главных минералов сланцев отмечается кварц (40 %), плагиоклаз (19 %), амфибол (до 13 %), а также глинистые минералы (до 15 %) и хлорит (до 13 %), в меньшем количестве в сланцах встречаются калишпат, серицит и рудный минерал.

С южной стороны пос. Онгурен в крупном коренном обнажении породы иликтинской свиты представлены рассланцованными мелкозернистыми песчаниками. Структура пород бластопсаммитовая, лепидогранобластовая, текстура линейная, сланцеватая. Главные минералы представлены кварцем (30–51 %), серицитом (20–22 %), плагиоклазом (13–18 %), второстепенными минералами являются хлорит, калишпат и рудный минерал, аксессуарии – циркон, апатит,

сфен и турмалин. Песчаники сильно трещиноватые, рассланцованные, обильно инъецированы гидроокислами железа.

На р. Курга (левый приток р. Правая Иликта) отмечаются преимущественно неизменные разности песчаников иликтинской свиты, а также сланцы в подчиненном количестве. Песчаники характеризуются псаммитовой, псефопсаммитовой или бластопсаммитовой структурой и ориентированной или пятнистой текстурой. Содержание обломков пород (граниты, кварциты, филлиты) в песчаниках варьируется от 9 до 24 %. Большинство обломков пород имеют линзовидную полуокатанную форму, реже встречаются окатанные и неокатанные обломки. Цемент преимущественно базально-поровый, слюдисто-глинистый или перекристаллизован в хлорит-серицитовый агрегат. Основными минералами, слагающими песчаники, являются кварц (18–33 %), плагиоклаз (15–28 %), калишпат (9–25 %), в качестве второстепенных минералов можно отметить серицит-мусковит, хлорит, глинистые минералы, эпидот, амфибол и рудный минерал. Акцессорные минералы – циркон, апатит, турмалин, сфен. Сланцы имеют бластоалевритовую структуру и сланцеватую текстуру. Главными минералами являются серицит (73 %) и кварц (20 %), также встречаются хлорит и рудный минерал.

Проведенное геологическое и петрографическое изучение осадочных пород иликтинской свиты показало, что они не были подвержены региональному метаморфизму, однако большинство пород испытали в разной степени проявленную динамометаморфическую переработку, причем степень изменения пород в результате динамометаморфизма коррелирует с близостью расположения этих пород относительно зоны раннепалеозойского коллизионного шва, соединяющего породы фундамента Сибирской платформы с породами Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Наиболее измененными являются метапесчаники и сланцы, отобранные в районе р. Глубокая Падь и на южной оконечности пос. Онгурен, в то время как породы участка р. Курга претерпели наименьшие преобразования в результате динамометаморфических событий.

Расчеты нормативного минерального состава с использованием программы MINLITH [17] позволили установить, что в неизменном состоянии песчаники и сланцы иликтинской свиты состояли из одних и тех же минералов, но в разных пропорциях. Для песчаников был рассчитан следующий состав – кварц (34–56 %), полевые шпаты (17–49 %), иллит (3–22 %) и хлорит (0–19 %), а для сланцев: кварц (25–34 %), полевые шпаты (8–31 %), иллит (19–40 %) и хлорит (15–21 %).

По химическому составу породы иликтинской свиты разделились на две группы, границей между которыми является значение 0.32 гидролизатного модуля (ГМ) [10]. Сланцы характеризуются величиной ГМ 0.34–0.48 и отвечают группе сиаллитов. Значения ГМ для песчаников варьируются от 0.17 до 0.32, что позволяет отнести их к группе силитов. Концентрации  $\text{SiO}_2$  в песчаниках составляют 65–78 мас. %, а в сланцах – 59–65 %, также для сланцев характерны повышенные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15–19 мас. %) и для некоторых разностей –  $\text{MgO} > 3$  мас. %. Позитивная корреляция между титанистым и железным модулями, а также гидролизатным и фемическим модулями позволяет отнести исследуемые породы к осадочным породам первого цикла седиментации [10]. По классификации А.Н. Неелова [7] точки составов песчаников попадают в поля полимиктовых и граувакковых песчаников, а сланцы располагаются в полях полимиктовых и граувакковых алевролитов и алевропелитовых аргиллитов. На классификационной диаграмме М.М. Хиррона [15] точки составов песчаников сосредоточены преимущественно в поле граувакк, а также, в меньшей степени, в полях лититов и железистых песчаников, точки составов сланцев располагаются в поле глинистых сланцев. Все исследуемые породы имеют фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов и в разной степени выраженную отрицательную европиевую аномалию ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.54–0.90$ ). Повышенные значения отношений  $\text{La}/\text{Sc}$  и  $\text{Th}/\text{Co}$  в проанализированных породах обеих групп свидетельствуют о том, что преобладающими источниками терригенного материала для всех пород иликтинской свиты были магматические породы кислого состава [11, 14].

Геохронологические исследования были проведены для двух проб песчаников, отобранных на участке Тытери (обр. 1018) и в районе южной окраины пос. Онгурен (обр. 2135). U-Pb изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции (LA- ICP-MS) в Департаменте геонаук Национального университета Тайваня (Тайпей, Тайвань) для образца 1018 и в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН – для образца 2135. В образце 1018 было проанализировано 59 зерен циркона и для 29 зерен были получены конкордантные значения возраста. Большинство полученных значений возраста располагаются в диапазоне 1960–2060 млн лет с основным пиком на отметке 2003 млн лет. Также фиксируются более мелкие

пики на отметках 2295 и 3049 млн лет. В образце 2135 было исследовано 113 зерен детритового циркона и для 73 были получены конкордантные значения. Основной пик фиксируется на отметке 1989 млн лет, также значимый пик – на отметке 2275 млн лет, остальные небольшие пики маркируют отметки 2347, 2461, 2565 и 2887 млн лет.

Полученные U-Pb данные по возрасту детритовых цирконов из иликтинской свиты свидетельствуют о том, что изученные песчаники содержат преимущественно палеопротерозойские и реже архейские цирконы. Основные пики 2003 и 1989 млн лет близки к возрасту гранитоидов кутимского (2019±16 млн лет [5]) и чуйского (2020±12 млн лет [8]) комплексов Чуйского блока Байкальского выступа фундамента Сибирского платформу, а также гранитов Еловского массива (2018±28 млн лет [4]) и гранитогнейсов (1985±15 млн лет [4]) Голоуспенского блока Байкальского выступа фундамента. Большинство остальных палеопротерозойских и архейских зерен циркона также характерны для магматических и метаморфических пород фундамента юга Сибирского кратона [16].

На основании проведенных исследований было установлено, что породы иликтинской свиты не были подвержены региональному метаморфизму, интенсивно проявившемуся в регионе на временном интервале 1.98–1.95 млрд лет [4, 9], и претерпели только динамометаморфические преобразования, которые, вероятно, были обусловлены раннепалеозойской коллизией между Ольхонским террейном Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирским кратоном. Время накопления пород иликтинской свиты можно ограничить интервалом 1.95–1.91 млрд лет, т.е. периодом после завершения событий, связанных с проявлением регионального метаморфизма и, соответственно, со становлением структуры Ачитканского складчатого пояса [12], до внедрения гранитоидов кочериковского комплекса [1]. Геологические данные в совокупности с незрелым характером терригенных осадочных пород иликтинской свиты позволяют предполагать, что накопление пород свиты могло происходить в осадочных бассейнах, сформированных на стадии коллапса орогенного сооружения, обусловленного формированием раннепротерозойского Ачитканского складчатого пояса.

Исследования выполнены при поддержке правительства Российской Федерации (проект № 075-15-2022-1100).

- [1] Бибилова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Ред. Ю.А. Шуколюков. М.: Наука, 1987. С. 154–164.
- [2] Галимова Т.Ф., Пермьяков С.А., Бобровский В.Т., Пашкова А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48 – Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 490 с.
- [3] Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.
- [4] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоуспенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 587–606.
- [5] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Пресняков С.Л., Баянова Т.Б. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 371–389.
- [6] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Будыгерев В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования, тектоническое положение // ДАН. 2003. Т. 392. № 7. С. 963–967.
- [7] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- [8] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Анорогенная природа магматизма в Северо-Байкальском вулканическом поясе: геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) данные // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
- [9] Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г., Иванов А.В., Данилов Б.С., Базарова Е.П. Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // ДАН. 2019. Т. 486. № 2. С. 217–222.
- [10] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
- [11] Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 305–327.
- [12] Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. V. 2020. № 348. 105869.

- [13] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P.* Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // *Precambrian Research*. 2021. V. 367. 106447.
- [14] *Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *Journal of the Geological Society*, 1987. V. 144. P. 531–542.
- [15] *Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from Core or Log Data // *Journal of Sedimentary Research*. 1988. V. 58. P. 820–829.
- [16] *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. № 3. P. 751–763.
- [17] *Rosen O.M., Abbyasov A.A., Migdisov A.A., Yaroshevskii A.A.* MINLITH – a Program to Calculate the Normative Mineralogy of Sedimentary Rocks: The Reliability of Results Obtained for Deposits of Old Platforms // *Geochemistry International*. 2000. V. 38. P. 388–400.



## ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОУРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.М. Жмодик<sup>1,2</sup>, Д.К. Белянин<sup>1</sup>, Е.В. Айриянц<sup>1</sup>, Н.С. Карманов<sup>1</sup>,  
А.А. Миронов<sup>3</sup>, Б.Б. Дамдинов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, zhmodik@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

<sup>3</sup> Иркутск, ООО «Сибирь Гепоиск»

Озернинский полиметаллический рудный узел, площадью более 200 км<sup>2</sup>, расположенный в Западном Забайкалье, в Удино-Витимской зоне, – уникальный объект, в пределах которого сосредоточены различные генетические типы оруденения. Причины и время формирования Озернинского рудного узла (ОРУ), в составе которого выявлено 12 полиметаллических, железорудных, редкометалльных, золоторудных месторождений (в том числе крупнейшее в России Озерное колчеданно-полиметаллическое) и 23 рудопроявления, – предмет активных и даже острых дискуссий [1]. Несмотря на длительную историю геологического изучения, представления о структуре, глубинном строении, тектонике, магматизме, возрасте оруденения ОРУ неоднозначны, поэтому данные о минералого-геохимических особенностях и времени формирования различных типов руд очень важны и являются основой для построения геолого-генетической модели ОРУ.

При отработке аллювиальной золотоносной россыпи руч. Каменного (приток руч. Левый Сурхэбт), исток которого располагается вблизи центральной части Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения, были обнаружены самородки с радиоактивностью от 30 до 600 мкр/час, в составе которых определены золото и браннерит [2]. Ассоциация золота и браннерита хорошо известна, достаточно широко проявлена и характерна для нескольких типов Au-U-оруденения [3]. Это – Fe-Cu-Au-U (IOCGU)-Ag месторождения, и прежде всего Olympic Dam в Южной Австралии, связанное с гематитовыми брекчиями, возрастом от 2.57 до 1.0 млрд лет; месторождения типа «несогласия», PP-MP возраста (Alligator Rivers и др.); Au-U-месторождения в зонах K-метасоматоза, расположенные в областях Mz тектономагматической активизации (ТМА) докембрийских щитов (эльконский тип) и месторождения в зонах низкотемпературного Na-метасоматоза в структурах ТМА складчатых областей (Шинколобве и др.). В рудах перечисленных типов месторождений браннерит является одним из главных минералов урана, вместе с уранинитом и коффинитом, и пространственно тесно ассоциирует с самородным золотом (СЗ).

Золотобраннеритовые самородки (до 3–4 см), обнаруженные на территории ОРУ, представлены золотисто-бурыми агрегатами. На срезах самородков видно, что основной их объем занимают браннерит и сопутствующие минералы, а количество СЗ не превышает 15 об. %. Данные гамма-спектрометрического анализа свидетельствуют об урановой природе радиоактивности, с содержанием 14–26 мас. % U и 1–6 мас. % Th.

В самородках золото и браннерит находятся в ассоциации с гематитом ( $\pm$  магнетит), рутилом, а также встречаются кварц, сидерит(?), барит, гетит, мусковит, теллуриды Au, Ag, Bi, халькопирит, уранинит. Урановая минерализация в подавляющей массе сложена браннеритом с субмикронными микрообособлениями уранинита. В браннерите постоянно отмечаются микровключения, микропрожилки и просечки золота. Состав браннерита близок к стехиометрическому  $UTi_2O_6$ . Характерно отсутствие или низкие содержания РЗЭ (до 0.43 мас. %  $Y_2O_3$ ), тория (до 3.76 мас. %  $ThO_2$ ), ванадия (до 0.73 мас. %  $V_2O_3$ ), мышьяка (до 1 мас. %  $As_2O_5$ ), но постоянно отмечается примесь железа (3.2–5.1 мас. %  $FeO_{tot}$ ), кальция (2.2–3.4 мас. % CaO), кремнезема (до 2.36 мас. %  $SiO_2$ ). В браннерите, кроме обособлений уранинита в виде скоплений нано- и микрочастиц (от десятков и сотен нанометров до 1–2 мкм), а также фрактальных кластеров («дендритных кристаллов»), редко встречаются округлые, изометричные или слегка вытянутые «овоиды»  $\beta$ -уранинита (настурана или окисленного уранинита) (от  $2.6 \times 3.6$  мкм до  $3.7 \times 4.7$  мкм)

с неоднородным внутренним строением, значительными вариациями Pb (1.8–4.5 мас. % PbO) и высоким содержанием кислорода – до 26.5 мас. %.

В браннерите, вместе с микрообособлениями уранинита, встречается свинец, но в форме галенита он обнаружен только в двух точках. На участках неизмененного браннерита содержания свинца варьируются от 1.16 до 3.11 мас. % в пересчете на PbO, причем между UO<sub>2</sub> и PbO установлена значимая положительная корреляция –  $R=0.34$  ( $r_{\text{крит}}=0.27$ ;  $p=0.01$ ). В то же время на измененных участках с нано- и микрообособлениями содержания свинца варьируются от <0.05–1.50 до 25.5 мас. % PbO. Редко в браннерите встречаются микровключения (1–3 мкм) теллуридов Au-Ag, Pb и Bi, при пересчете соответствующие петциту, алтаиту и теллуrowисмутиту.

Состав СЗ определяется исключительно примесью серебра и меняется от 82 мас. % Au, 18 мас. % Ag до 100 мас. % Au. Распределение золота и серебра в СЗ полимодальное, при котором определенно выделяются несколько групп с модами (мас. %): 99–100, 94–95, 88–89, 86–87 для золота и 0–1, 11–13, 5–6, 0–1 – для серебра, что соответствует весьма высокопробному, высокопробному и умеренно-высокопробному СЗ [4]. Определенно устанавливается зависимость состава СЗ от вмещающего минерала. Наиболее низкопробное золото (85–86 % Au) обнаружено в трещинках в браннерите, в ассоциации с гематитом – 87–88 мас. % Au; с магнетитом – 88–89 мас. % Au. Золото в ассоциации с W-содержащим рутилом, а также с мусковитом, кварцем и баритом имеет 90–95 мас. % Au. Особо высокопробное золото встречено в виде жилок, линзочек, изометричных микроучастков в СЗ с составом 85 мас. % Au. Золото в браннерите представлено трещинными и прожилковыми видами; причем практически повсеместно вдоль границы СЗ и браннерита в последнем фиксируется зона изменения мощностью от 2–3 до 10 мкм. В зонах изменения браннерита выносятся U, V, Ca, As, но концентрируются Ti, Si, Fe, Mg, Pb, Te, P. Фактически вещество, слагающее зоны наиболее измененного браннерита, можно рассматривать как лейкоксен.

Высокопробное золото ассоциирует с W-содержащим рутилом, содержащим от 6 до 10.5 мас. % WO<sub>3</sub>. Рутил с более низкими содержаниями вольфрама (от 0 до 3 мас. % WO<sub>3</sub>) ассоциирует с СЗ состава 85–85 мас. % Au. По соотношениям элементов выделяется два типа рутилов: без вольфрама и W-содержащий, в последнем вольфрам совместно с железом замещает титан. Кроме относительно невысоких содержаний железа (от 0–0.5 до 4.95 мас. % FeO<sub>tot</sub>) и вольфрама (максимум 10.51 мас. % WO<sub>3</sub>) другие примеси в рутиле не обнаружены. Рутил с низким содержанием вольфрама замещает W-содержащий рутил, прежде всего по трещинам, по спайности, в соответствии со структурой распада, а также нарастает на него.

Оксиды железа представлены магнетитом, гематитом и гидроксидом – гётитом. Магнетит и сидерит всегда располагаются в золоте, реже – совместно с рутилом, и часто содержат титан, до 1.90–2.25 мас. % Ti (максимум 4.2 мас. % Ti). Гётит распространен главным образом по внешней поверхности самородков, замещая браннерит. В составе гётита практически всегда присутствует фосфор (от 0.4 до 2.1 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), в 50 % определений – теллур (от 0–0.45 до 5.60 мас. % TeO<sub>3</sub>), в 75 % – марганец (от 0–0.46 до 2.4 мас. % MnO), в 30 % – свинец (от 0–0.51 до 1.05 мас. % PbO), в 20 % – цинк (от 0–0.6 до 0.82 мас. % ZnO). Судя по набору примесей в гётите, можно предполагать его формирование в процессе инфильтрации либо низкотемпературного гидротермального изменения.

Для определения возраста в браннерите выбирались микроучастки площадью не менее 20 мкм<sup>2</sup>, не подвергнутые изменениям, без микротрещинок, дефектов, микровключений и обособлений других минералов. Возраст браннерита, определенный по данным химического анализа ВДС и ЭДС точечным зондом и ЭДС в малом растре, варьируется в диапазоне 200–235 млн лет. Вариации значений возраста связаны с неоднородностью состава браннерита, которые не проявлялись на снимках СЭМ. Время формирования браннерита, в целом, сопоставляется с мезозойским (триас-нижнеюрским) возрастом кварцевых сиенит-порфиров, гранит-порфиров куналейского комплекса и эффузивов цаган-хунтейской свиты, широко распространенных в ОРУ в виде штоков и даек. Их формирование происходило в заключительные фазы раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области 195–225 млн лет, в периферических зонах влияния мантийного плюма [5].

Полученные данные о составе и взаимоотношениях минералов золотобраннеритовых самородков ОРУ свидетельствуют о сложной истории их формирования, которая может быть представлена как минимум в виде трех этапов (или стадий): 1) кристаллизация браннерита и замещение им раннего настурана. Предполагается существование ранней кварц-настуран-золото (состава 94–95 мас. % Au)-W-рутил?-магнетитовой ассоциации; 2) возникновение гидротермальной гематит(±магнетит)-барит-рутил-золотой ассоциации, с которой связывается появление зон

изменения (лейкоксенизации) в браннерите на контакте с золотом состава 85–92 мас. % Au; 3) гипергенное или низкотемпературное гидротермальное изменение минералов ранних стадий с широким развитием гидроксидов железа с примесями Te, As, P и появление микрожилок весьма высокопробного золота в более низкопробном.

Результаты исследований позволяют провести сравнительный анализ с Au-U оруденением Mz возраста Центрально-Алданского рудного района [6] и прогнозировать развитие описанной минерализации в пределах не только ОРУ, но и Курбино-Еравнинского рудного района. Еще одним основанием для такого прогноза является широкое распространение на площади ОРУ (Еравнинский потенциальный ураново-рудный район) и на север от него (Витимский ураново-рудный район) уранового оруденения Mz и N возраста. Важным выводом представляется также тот факт, что процессы рудообразования в ОРУ продолжались в Mz время, хотя большинством исследователей предполагается ранне-Pz возраст полиметаллического оруденения. Вероятно, как и большинство крупных рудных узлов и провинций, уникальный ОРУ является результатом длительной эволюции рудообразующих процессов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 22-17-00106) – проведение аналитических исследований, анализ и интерпретация результатов. При поддержке Минобрнауки РФ (госзадание ИГМ СО РАН) проведены экспедиционные работы.

- [1] Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). Новосибирск: Наука, 1992. 214 с.
- [2] Миронов А.Г., Карманов Н.С., Миронов А.А., Ходырева Е.В. Золото-браннеритовые самородки в россыпи Озернинского рудного узла (Бурятия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 984–989.
- [3] Тарханов А.В., Бугриева Е.П. Крупнейшие урановые месторождения мира. М.: ВИМС, 2012. 204 с.
- [4] Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
- [5] Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
- [6] Бойцов В.Е., Верчеба А.А., Пилипенко Г.Н., Жданов А.В. Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района Республики Саха (Якутия) // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 5. С. 23–32.





## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ТЕЛЕЦКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.Д. Зиндобрый, М.М. Буслов

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

На Горном Алтае выделяются следующие геодинамические комплексы, сформированные в венде – раннем палеозое на окраине Сибирского континента [1–3]: 1) Кузнецко-Алтайская островная дуга, представленная толеит- бонинитовыми и известково- щелочными сериями пород; 2) Курайская и Катунская аккреционные призмы, состоящие из различных фрагментов океанической коры, серпентинитовых меланжей с блоками высокобарических пород, олистостром и турбидитов; 3) Ануйско- Чуйский преддуговой прогиб, выполненный флишем; 4) ордовикско-силурийская пассивная окраина. Телецкая зона расположена в восточной части Горного Алтая и под острым углом надвинута на вент-раннепалеозойские образования [4–6].

Телецкая зона, являясь частью крупной среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурной зоны, простирается более чем на 300 км, от Телецкого озера на севере до пос. Акташ на юге. На западном берегу озера она представлена тектоническими пластинами раннепалеозойских зеленых сланцев, прорванными крупным позднесилурийским Алтынтауским двуслюдяным гранитоидным массивом, содержащим также амфиболовые гранодиориты и амфиболизированные метагаббро. Вокруг массива сформирована контактовая зона метаморфических пород, которые обычно представлены кварц-биотитовыми, кварц-биотит-мусковитовыми, кварц-хлорит-биотитовыми сланцами, двуслюдяными гнейсами и амфиболитами, на которые наложены более поздние этапы метаморфизма [4, 7]. В работе рассмотрены геолого-геохронологические особенности геодинамических комплексов Телецкой зоны, характеризующих ее эволюцию в раннем палеозое.

Метаморфические породы в Телецкой зоне присутствуют в виде тектонических пластин. По минеральному составу, структурно-текстурным признакам и степени метаморфизма выделено два типа пород – метабазальты и метатурбидиты. Магматические породы представлены P1- и P1-Amp порфиридами и афировыми базальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации и сохранившими первичные магматические структуры. В метатурбидитах наблюдается чередование преимущественно кварцевых и амфибол(биотит)-эпидот-хлоритовых полос.

В метатурбидитах одним из наиболее распространенных минералов является амфибол. Изучение амфиболов показало, что они зональные и по номенклатуре [8] со значениями  $N_{av}$  в среднем 0.1–0.2 относятся к кальциевым амфиболам. Составы центральных частей кристаллов по соотношению  $(Na+K+Ca) - (Al+Fe)$  отвечают актинолитам и низкощелочным магнезиальным роговым обманкам ( $N_{av}$  в диапазоне 0–0.19 ф.е;  $\#Mg=0.45-0.66$ ), а краевых – высокощелочным роговым обманкам и паргаситам ( $N_{av}=0$  ф.е;  $\#Mg=0.38-0.45$ ).

Для определения P-T-условий формирования метаморфических пород была проведена минералогическая геотермобарометрия метатурбидитов, выполненная с помощью плагиоклаз-роговообманковых термометров [9, 10] и роговообманковых барометров [11, 12]. В результате исследований установлено, что пик метаморфизма достигался при температуре 563–715 °C и давлении 2–8 кбар.

По геохимическим показателям метабазальты и метатурбидиты представлены несколькими типами протолитов.

Большинство графиков распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [13], для метабазальтов и метатурбидитов демонстрируют слабонаклонные спектры распределения REE, слегка обогащенные LREE относительно HREE –  $(La/Yb)_N=2.40$  в среднем. На мультиэлементных диаграммах они также образуют слабоотрицательные спектры, характерные для океанических базальтов E-MORB типа.

Кроме того, здесь встречаются метабазальты, имеющие спектры распределения редкоземельных элементов, близкие к ОИВ с  $(La/Yb)_N=7.42$ , а вторые – близкие к ОРВ с  $(La/Yb)_N=1.57$ . Однако на мультиэлементных диаграммах отчетливо видно, что данные породы являются базальтами океанических островов и плато соответственно. Также среди метаморфических пород встречаются метатурбидиты, демонстрирующие Nb-, Ta-, Р- и Ti-минимумы на спайдер-диаграммах. По этим данным можно предположить, что эти породы обладают характеристиками надсубдукционных базальтов.

По барруазитам из амфиболитов, образованных по базальтам ОИВ типа, в северной части Телецкой зоны получены значения  $^{40}Ar/^{39}Ar$  возраста, рассчитанные методом плато и равные  $472.5 \pm 13.9$  млн лет [14]. Эта датировка согласуется с результатами датирования глаукофана, барруазита и фенгита из голубых сланцев Уймонской и Чарской зон, а также Куртушибинского офиолитового пояса, отвечающими интервалу 485–444 млн лет [15–17].

Таким образом, результаты исследования позволяют рассматривать метатурбидиты Телецкой зоны как продукты разрушения, диагенеза и метаморфизма океанических базальтов и надсубдукционных вулканитов; метабазальты представлены океаническими базальтами E-MORB, ОИВ и ОРВ типа. Согласно проведенным геолого-геохронологическим исследованиям следует считать, что метаморфические породы Телецкой зоны Горного Алтая представляют собой фрагменты среднепалеозойской аккреционной зоны.

- [1] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.
- [2] Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая. Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 82–93.
- [3] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.
- [4] Буслов М.М., Синтубин М. Структурная эволюция Телецкой зоны Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 91–98.
- [5] Смирнова Л.В., Тениссен К., Буслов М.М. Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 115–127.
- [6] Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N. Late Paleozoic faults of the Altai region. Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 655–671.
- [7] Смирнова Л.В. Структурно-кинематическая и метаморфическая эволюция Телецко-Башкауской зоны сдвига в Телецком регионе (Горный Алтай): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 165 с.
- [8] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on Amphiboles of the IMA commission on new minerals and mineral names // Mineralogical magazine. 1997. V. 61. P. 295–310.
- [9] Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1990. V. 104. P. 208–224.
- [10] Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116. P. 433–447.
- [11] Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. V. 110. P. 304–310.
- [12] Ague J.J. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks. California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer // Geology. 1997. V. 25. P. 563–566.
- [13] Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological society of London. Special publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
- [14] Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai // Guide-book of excursion. IGCP Project 283. Novosibirsk. 1993. 122 p.
- [15] Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия. петрология. возраст // Геохимия. 2008. № 4. С. 422–437.
- [16] 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.
- [17] Волкова Н.И., Хлестов В.В., Сухоруков В.П., Хлестов М.В. Геохимия метаморфизованных пиллоу-базальтов Чарской зоны. СВ Казахстан // ДАН. 2016. Т. 467. № 4. С. 440–444.



## МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОРРЕЛЯЦИЙ МЕЖДУ ПРИРОДНЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ: НА ПРИМЕРЕ АНАЛИЗА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПО ОБЪЕМНОМУ ВУЛКАНИЗМУ, МЕТЕОРИТНЫМ ИМПАКТАМ, КОНЦЕНТРАЦИЯМ CO<sub>2</sub> В АТМОСФЕРЕ И БИОСФЕРНЫМ ИЗМЕНЕНИЯМ

А.В. Иванов

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

Часто при решении геохронологических задач возникает необходимость сопоставить разные события друг с другом по возрасту. Классический пример такой задачи – вопрос выявления причинно-следственной связи между вулканизмом, метеоритными импактами и биосферными событиями. Так, в известной статье [1] сопоставлены между собой по времени крупные изверженные провинции и катастрофические биосферные события (рис. 1, слева). Наклон линии регрессии, равный единице, используется в качестве доказательства гипотезы о том, что объемный вулканизм приводит к катастрофическим биосферным перестройкам, таким как массовые вымирания или события аноксигенного океана. Сторонники метеоритной гипотезы, в которой катастрофические биосферные перестройки вызваны падением крупных метеоритов, аналогичным образом вместо датировок вулканических провинций используют датировки метеоритных кратеров и также получают корреляционный график с наклоном линии регрессии, равный единице. Более того, если на подобный график нанести датировки метеоритных кратеров и вулканических провинций или даже сопоставить датировки любых других заведомо не связанных между собой событий, получится также наклон корреляционной линии, равный единице. На рисунке 1 (справа) вместо реальных датировок крупных вулканических провинций нанесены значения, сгенерированные при помощи генератора случайных чисел, и все равно есть некоторое заметное количество совпадений, а наклон линии регрессии остается равным единице. Мистика? Нет, все дело в некорректности такого подхода. Сопоставляются только совпадающие по возрасту события, а множество других, не имеющих возрастных пар, отбрасываются.

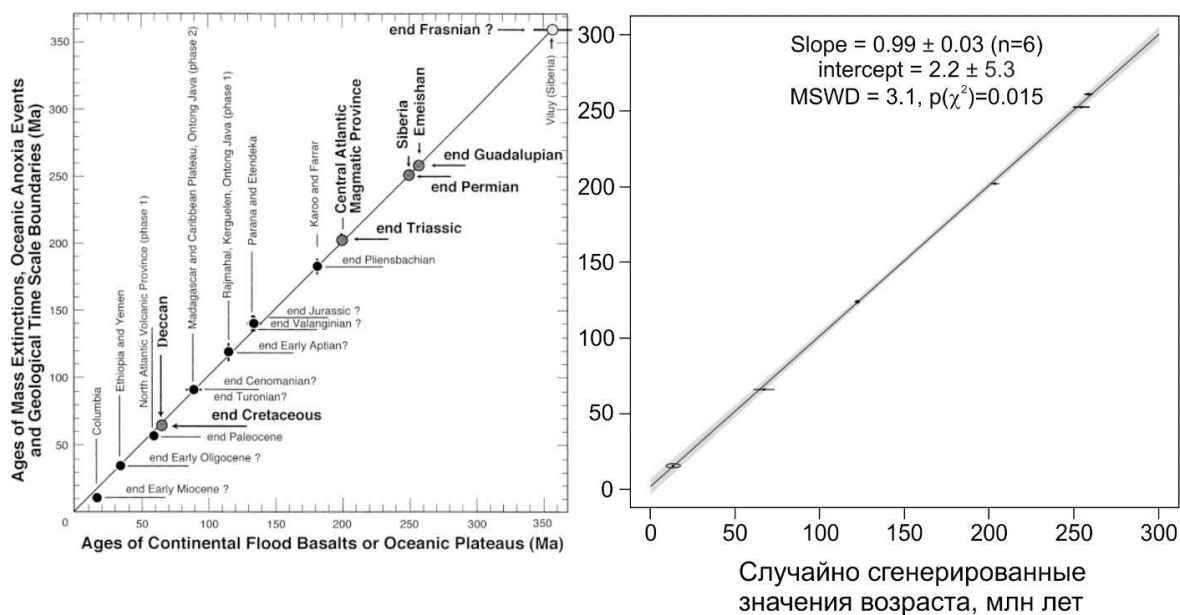


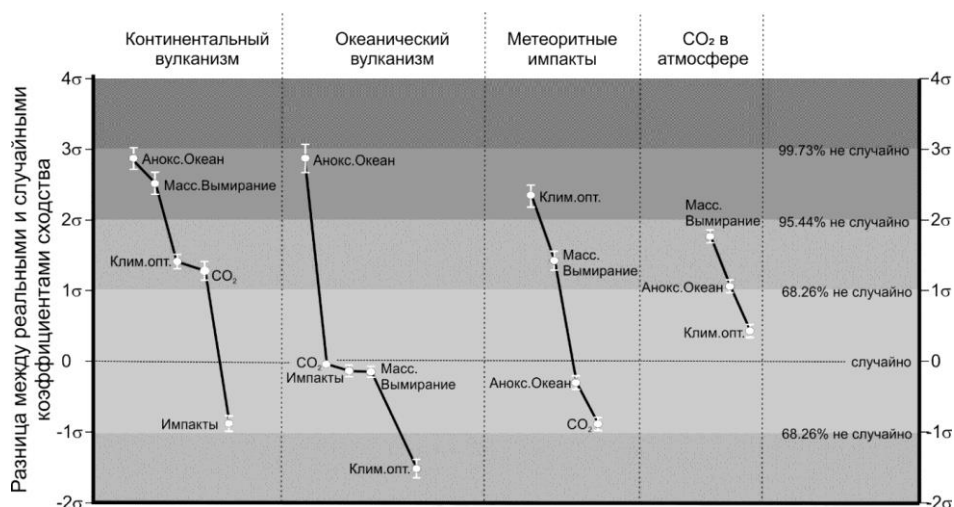
Рис. 1. Диаграммы возраст биосферных изменений – возраст крупных вулканических провинций: слева – из статьи [1], справа – по оси X случайно сгенерированные значения со структурой реальных данных.

Поскольку традиционный подход сопоставления рядов датировок разных событий оказывается некорректным, возникает необходимость разработать корректный статистический подход. Подобная задача часто стоит в анализе датировок детритовых цирконов. Среди ряда опубликованных методов сравнения наиболее простой был предложен в работе [2] и получил название, которое на русский язык можно перевести как метод выявления сходства (similarity). В случае, если все датировки двух сопоставляемых рядов данных согласуются в пределах их неопределенностей, коэффициент сходства равен 1, а если все датировки не совпадают друг с другом, коэффициент сходства равен 0. В большинстве публикаций принимается, что если два ряда датировок характеризуются коэффициентом сходства  $>0.5$ , выборки схожи между собой, а если  $<0.5$  – различны. Однако и такой подход оказывается некорректным, поскольку реальное значение коэффициента сходства зависит от количества датировок и их неопределенностей в анализируемых выборках. То есть одно и то же значение коэффициента сходства может отражать разную меру близости между различными выборками датировок. Предлагается модифицировать метод выявления сходства следующим образом. Сперва считается коэффициент сходства для реальных выборок, как в оригинальном методе [1]. После этого генерируется набор случайных значений, имитирующих реальные данные (то есть то же количество значений с такими же неопределенностями), и для них рассчитывается коэффициент сходства. Эта процедура повторяется множество раз для получения устойчивого результата, например пятьсот раз. По этим значениям рассчитывается среднее и стандартное отклонение. В итоге предлагается рассчитывать разницу между реальным и случайным коэффициентами сходства, используя в качестве масштаба стандартное отклонение случайного коэффициента сходства. В итоге, чем на большее число стандартных отклонений отстоит реальный коэффициент сходства от случайного, тем меньше вероятность, что совпадение между двумя выборками датировок случайно.

В качестве примера новый модифицированный метод выявления сходства использован для анализа следующих выборок в интервале от 0 до 300 млн лет:

- 1) пиков концентраций  $\text{CO}_2$  в атмосфере [3];
- 2) импактных событий [4];
- 3) крупных вулканических провинций с разделением их на континентальные и океанические (с уточненными значениями возраста для базы данных <http://www.largeigneousprovinces.org/record>);
- 4) массовых вымираний, событий аноксийных океанов и климатических оптимумов (расширенная база данных с основой по [1]).

Результат сопоставления датировок по этим выборкам показан на рис. 2. Самые высокие корреляции (с вероятностью 95.4–99.7 % не случайны) (1) между континентальными крупными вулканическими провинциями, аноксийными океанами и массовыми вымираниями, (2) между океаническими крупными вулканическими провинциями и аноксийными океанами, (3) между метеоритными импактами и климатическими оптимумами. Корреляции с  $\text{CO}_2$  или слабые, или не превышают случайные.



**Рис. 2.** Оценка достоверности корреляций между разными событиями с использованием методики, разработанной в этой работе. Чем дальше отстоит событие от нуля в положительную область, тем меньше вероятность, что корреляция возникла случайно.

Таким образом, разработан метод статистически корректного сравнения датировок различных природных явлений. На конкретном примере показано, что объемный вулканизм и метеоритные импакты действительно могли быть причиной катастрофических биосферных изменений, но разных. Так, океанический вулканизм мог влиять только на аноксийность океана, тогда как континентальный мог также быть ответственным не только за аноксийность океана, но и за массовые вымирания живых организмов. Метеоритные импакты, несмотря на то, что приводили к краткосрочному (годы) похолоданию, могли приводить и к долгим периодам (десятки и сотни тысяч лет) аномального потепления. При этом механизмы влияния вулканизма и метеоритных импактов на биосферные катастрофы не были связаны с изменениями концентраций  $\text{CO}_2$  в атмосфере.

- [1] *Courtilot V., Renne P.* On the ages of flood basalt events // *Comptes Rendus Geosciences*. 2003. V. 335. P. 113–140.
- [2] *Gehrels G.E.* Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California // *Geological Society of America, Special Paper*. 2000. V. 347. P. 1–17.
- [3] *Retallack G.J., Conde G.D.* Deep time perspective on rising atmosphere  $\text{CO}_2$  // *Global and Planetary Change*. 2020. V. 189. 103177.
- [4] *Firestone R.B.* The correlation between impact crater ages and chronostratigraphic boundary dates // *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*. 2020. V. 501. P. 3350–3363.



## СЕРИИ ДАЕК ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМ В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КАМЕРАХ

А.Э. Изох, И.Ф. Чайка, В.В. Егорова

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

В ряде случаев дифференцированные серии даек можно связывать с поступлением магм из питающих систем, дифференциация которых происходила в глубинных промежуточных камерах. Особенности кристаллизационно-гравитационной дифференциации ультрамафитовых или мафитовых магм нормальной щелочности в различных геодинамических обстановках исследованы на примере расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов. При этом имеется достаточно обширный объем экспериментальных данных, который позволяет проводить численное моделирование этих процессов в широком диапазоне составов, давления и фугитивности кислорода с использованием программных комплексов «Комагмат», «Melts», «Petrolog». В меньшей степени такие программы применимы для умеренно щелочных составов «Pluton». Эффективность таких подходов показана на примере современных вулканоплутонических систем.

Специфическими дайками являются разнообразные лампрофиры: лампроиты, анкармиты, альвикиты и др. Для щелочных магм также показано широкое проявление процессов дифференциации. В то же время корректных математических программ пока не существует, поэтому процессы дифференциации приходится рассматривать на конкретных примерах (Хибинский интрузив, Иллимауский, Сайбарский и Овермаратгольский и другие массивы). Для лампроитовых (высококалиевых) магм единственным примером полнодифференцированного массива является Билибинский интрузив на Алдане. В этом массиве установлен полный набор дифференциатов – от малиньитов и шонкинитов до сиенитов. Некоторые авторы рассматривают щелочные граниты как конечный продукт дифференциации лампроитовой магмы [1]. Однако для таких систем подобные численные подходы не могут быть использованы, поскольку пока недостаточно необходимых экспериментальных данных. В то же время в ряде случаев, когда в одном районе имеются геологические данные о последовательности внедрения даек, отражающие последовательность фракционирования родоначальной магмы, можно проследить последовательность кристаллизации, смену минеральных парагенезисов и поведение летучих компонентов в конкретной питающей системе. В отличие от расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов и вулканитов дифференцированные дайковые пояса или последовательность даек дают возможность проследить ход дифференциации с учетом промежуточной камеры. По минералам-вкрапленникам имеется возможность оценить последовательность и характер дифференциации в промежуточной камере и сопоставить их с дифференцированными массивами. Это нами показано на примере оливинных лампроитов массива Рябиновый Центрального Алдана и массива Инагли [2]. В то же время кристаллизация основной массы в отдельной дайке отвечает квазизакрытой системе, что позволяет оценить ход кристаллизации *in situ* и поведение летучих компонентов. Это иногда дает возможность наблюдать эффекты силикатно-флюорит-карбонатной ликвации [3].

Серия мезозойских высококалиевых даек лампроитовой серии (от оливинных лампроитов и шонкинит-порфиров, минетт и сиенит-порфиров) описана нами в массиве Рябиновый Центрального Алдана, что позволяет рассмотреть процессы дифференциации высококалиевой лампроитовой родоначальной магмы в глубинных промежуточных камерах, а также показать, что дуниты Инаглинского массива можно рассматривать в качестве кумулятов подобных магм [4, 5]. Установленная последовательность формирования даек позволяет рассматривать их как отдельные порции магм, образовавшиеся при дифференциации в глубинной промежуточной камере (камерах). Эффективность такого подхода связана с тем, что в дайках, как и в вулканических породах, при быстрой кристаллизации сохраняется информация о порядке кристаллизации в глубинной камере по вкрапленникам, при этом сохраняется даже тонкая зональность [4].

Другим примером подобной дифференциации являются камптонитовые дайки агардагского комплекса, которые приурочены к зоне сочленения сангиленского жесткого блока и агардагского

задугового бассейна. Все дайки имеют вертикальное падение, субширотное простирание и являются самыми молодыми по отношению ко всем плутоническим породам Западного Сангилен. Датирование, проведенное Ar-Ar методом по мегакристаллам биотита и амфибола, показало их ордовикский возраст – 440–447 млн лет. Помимо простых даек наблюдаются сложные комбинированные дайки, в которых в качестве второй фазы выступают лейкократовые породы сиенитового состава. Породы дайки сложены керсутитом, титанавгитом, калинатовым полевым шпатом, альбитом и титаномagnetитом. В виде аксессуарных минералов встречаются биотит, апатит и циркон. В основной массе отмечен содалит. Минералы камптонита и щелочного сиенита в дайках комбинированного состава агардакского комплекса близки по составу, что позволяет рассматривать их как различные дифференциаты.

- [1] Владыкин Н.В., Радомская Т.А. К-щелочные магматические системы: дифференциация от ультраосновных пород до гранитов // Геология, магматизм и металлогения центра Азии. 2018: рудно-магматические системы сангилен (щелочные интрузивы, карбонатиты): Материалы I Всероссийской полевой конференции с международным участием. Сангилен: ТувИКОПР СО РАН, 2018. С. 15–22.
- [2] Чайка И.Ф., Изох А.Э. Дуниты Инаглинского массива (Центральный Алдан) – возможные кумуляты лампроитовой магмы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 11. С. 1815–1826.
- [3] Чайка И.Ф., Изох А.Э. Фосфатно-фторидно-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая характеристика и проблема генезиса // Минералогия. 2017. Т. 3. № 1. С. 38–51.
- [4] Chayka I.F., Izokh A.E., Sobolev A.V., Krashennnikov S.P., Batanova V.G., Chervyakovskaya M.V., Chervyakovskiy V.S., Kontonikas-Charos A. et al. Fingerprints of kamafugite-like magmas in mesozoic lamproites of the Aldan shield: evidence from olivine and olivine-hosted inclusions // Minerals. 2020. V. 10. № 4. 337.
- [5] Чайка И.Ф., Даниловская В.А., Изох А.Э., Соболев А.В., Батанова В.Г. Петрологическое применение высокоточного микрозондового анализа оливина: на примере лампроитов Рябинового массива (Алданский щит) и проявления Кокпия (Северный Вьетнам) // Уральская минералогическая школа. 2018. № 24. С. 238–242.



## ТИПЫ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕСТРУКЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Л.П. Имаева, О.П. Смекалин

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, imaevalyudmila@yandex.ru

С позиций сеймотектонического анализа представлен обобщающий материал, который систематизирует современные представления по геологии, геофизике, сейсмологии и современной геодинамике неотектонических структур восточного сектора Сибирского кратона. Комплексные сейсмогеодинамические исследования были направлены на выявление закономерностей процессов сеймотектонической деструкции земной коры и формирования очаговых зон сильных землетрясений в активных сегментах Арктико-Азиатского и Байкало-Станового сейсмических поясов, которые характеризуются различной геодинамической позицией и степенью сейсмической активизации. Региональный сеймотектонический анализ, сочетающий синтез геолого-геофизических и сейсмологических материалов по активизированным разновозрастным орогенным системам и платформенным структурам, позволил соединить результаты исследований с проведением классификации новейших структур по степени их геодинамической активности и оценкой сейсмического потенциала тектонических таксонов и краевых шовных зон восточного сектора Сибирского кратона. Дополнительно изучены сопряженные системы сейсмогенерирующих структур континентально-шельфовой зоны Российской Арктики, Восточной Сибири и Дальнего Востока.

В рамках многолетних исследований, проведенных на территории Восточной Сибири и северо-восточного сектора Российской Арктики, был разработан и апробирован комплексный подход для решения задач сеймотектонического анализа в зонах сейсмогенерирующих структур, характеризующихся различным типом геодинамического режима [1–3]. Он базируется на структурно-геометрическом изучении деформаций в зонах динамического влияния активных разломов с определенным типом напряженного состояния земной коры. Составными частями этого метода являются проведение детальных работ по установлению структурных парагенезисов активных разломов и типов позднекайнозойских складчатых и разрывных деформаций; изучение структурно-тектонической позиции основных эпицентральных полей; крупномасштабные тектонофизические, палеосейсмологические, морфотектонические и неотектонические исследования; морфометрические построения; дешифрирование дистанционных материалов и снимков лазерного сканирования.

Результаты исследований позволили уточнить кинематические типы движений в зонах коллизионного взаимодействия Евразийской, Североамериканской, Амурской и Охотоморской литосферных плит, которые были получены нами в предыдущих исследованиях [1, 2]. Анализ тектонического строения, систем активных разломов и их кинематических характеристик, параметров глубинного строения и сеймотектонических деформаций, а также данные GPS-измерений дали основание дополнить показатели направлений главных осей деформаций напряженно-деформированного состояния земной коры, выявленные различными методами. Набор фактических данных и последовательность проведенных сеймотектонических исследований дали возможность получить наиболее объективную информацию о происходящих в данном регионе сейсмогеодинамических процессах и выявить следующие закономерности:

– в новейших структурах активизированных сегментов восточного сектора Сибирского кратона установлена латеральная зональность полей тектонических напряжений, которая характеризуется существенными вариациями параметров сеймотектонической деструкции земной коры, но при этом отличается упорядоченностью стиля геодинамических процессов, обусловленных кинематикой движений главных литосферных плит и их скоростью;

– динамические композиции активных разломов и кинематические типы сеймотектонических деформаций, выявленные в осевых зонах континентальной части Арктико-Азиатского



сейсмического пояса и Олекмо-Становой сеймотектонической зоны, свидетельствуют о сдвиговом поле напряженного состояния земной коры. По направлению к флангам оно сменяется на сдвиго-взбросовое и взбросовое, что указывает на транспрессионный (сжатие со скольжением) механизм формирования главных сейсмогенерирующих структур данных сейсмических таксонов;

– параметры механизмов землетрясений, сформированных в краевых шовных зонах Сибирской платформы, находятся в соответствии с динамикой сопряженных сейсмогенерирующих структур Арктико-Азиатского и Байкало-Станового сейсмических поясов. Эпицентры платформенных сейсмических событий малых и средних магнитуд приурочены в основном к областям динамического влияния краевых шовных зон, что свидетельствует об определенной «нейтрализации» степени сейсмической опасности от осевых зон межплитных границ к тектоническим структурам платформы.

На основании полученных данных для территории восточного сектора Сибирского крата составлена серия базовых сеймотектонических карт, в которых отражена последовательность проведения сеймотектонических исследований региона. Показана градация новейших структур по степени геодинамической активности с наделением разломов и доменов величинами максимально возможных магнитуд потенциальных сейсмических событий. Выявлены активные линейные разломные зоны и блоки-концентраторы тектонических напряжений (сейсмодомены). Итоговая карта сеймотектоники может быть использована в геодинамических построениях, при уточнении исходного сейсмического балла существующих нормативных карт общего и детального сейсмического районирования, а также в процессе освоения арктического шельфа крупными российскими компаниями и региональными органами по предотвращению чрезвычайных ситуаций.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00357 А.

- [1] *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
- [2] *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельникова В.И., Середкина А.И., Маккей К.Д., Ашурков С.В., Смекалин О.П., Овсяченко А.Н., Чипизубов А.В., Сясько А.А.* Сеймотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 136 с.
- [3] *Имаева Л.П.* Сеймотектоническая активизация новейших структур восточного сектора Сибирского крата. Пенза: «Социосфера», 2022. 371 с.



## РАЗРЕЗ КИТОЙСКИЙ МОСТ – НОВЫЙ ТИП РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДБАЙКАЛЬЯ

А.Ю. Казанский<sup>1,2</sup>, Г.Г. Матасова<sup>2,3</sup>, А.А. Щетников<sup>2,3,4,5</sup>, И.А. Филинов<sup>2,3,5</sup>, В.Ю. Брагин<sup>6</sup>,  
Н.Е. Бердникова<sup>5</sup>, Е.А. Липнина<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, kazansky\_alex@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru

<sup>4</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

<sup>5</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет

<sup>6</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, braginvy@ipgg.sbras.ru

Разрез Китойский мост ( $52^{\circ}28'28.02''$  с.ш.,  $103^{\circ}46'21.64''$  в.д.), открытый нашим коллективом в 2016 г., представлен сложно построенной толщей отложений, мощностью 13.5 м, в которой выделено 19 слоев, в том числе три ископаемых почвы. По  $S_{орг}$  из средней почвы (слой 11, глубина 7–8 м) нами получены две радиоуглеродные даты Poz-120686  $38000 \pm 1200$  BP; Poz-120687  $31200 \pm 900$  BP.

Из отложений разреза было отобрано 124 образца на гранулометрический, петромагнитный и палеомагнитный анализ. Гранулометрические исследования выполнены в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН (г. Москва) на лазерном анализаторе размеров частиц *Betttersizer S*. Палеомагнитные и петромагнитные исследования выполнялись как в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН, так и в центрах коллективного пользования при ведущих палеомагнитных лабораториях страны (ИНГГ СО РАН и НГУ, г. Новосибирск; КПФУ, г. Казань), имеющих соответствующее оборудование мирового уровня.

Гранулометрические данные позволяют четко разделить изученную толщу на две части: верхнюю песчанистую (до глубины 6.5 м, слой 1–10) и нижнюю алевритистую (6.5–13.0 м, слой 11–19). Содержание песчаной фракции в верхней части достигает 92 % и постепенно уменьшается вниз по разрезу, достигая минимума 17–20 % в горизонте ископаемой почвы (слой 9). Средний размер зерна в этой части, как правило, превышает 120 мкм, а динамический фактор  $F > 1$  (кроме слоя 9). Содержание алевритовой фракции в этой части разреза не превышает 20 %, а содержание глины – 5 % (кроме слоя 9). Гранулометрические спектры здесь в основном унимодальны, с модами в диапазоне 125–269 мкм, более грубые фракции в спектре отсутствуют. В почвенном горизонте мода составляет 72 мкм.

В нижней, преимущественно алевритистой, части разреза выделяются только два песчаных горизонта (слои 13–14 и 17), в остальной части разреза содержание песчаной фракции менее 10 %. Содержание мелкоалевритовой фракции в палеопочвах достигает 60 %, а глинистой фракции – 30 %, в остальных слоях содержание этих фракций ниже. Гранулометрические спектры в этой части разреза унимодальны в горизонтах ископаемых почв (моды 20–30 мкм) и в алевритовом прослое 15 (моды 40–70 мкм). В остальных прослоях спектры полимодальны и их моды варьируются в широких пределах.

Петромагнитные данные также подтверждают точно такое деление разреза на две части, как и гранулометрические данные. Верхняя часть характеризуется чрезвычайно высоким содержанием магнитной фракции – магнитная восприимчивость достигает  $2330 \times 10^{-5}$  СИ, а величина  $NRM$  – 6.3 А/м, что совершенно не характерно для осадочных пород. При этом минеральный состав не соответствует составу подстилающих юрских песчаников – он отличается высокой концентрацией рудных минералов (до 14 %) при практически полном отсутствии слюд. Это свидетельствует о том, что поле распространения юрских песчаников не являлось питающей провинцией при формировании осадков разреза Китойский мост. Второй особенностью магнитных свойств разреза является полное отсутствие высококоэрцитивных (гематит, гетит) минералов в его верхней части, тогда как в нижней части они присутствуют везде, причем их концентрация

увеличивается не только в почвенных горизонтах, но и во вмещающих суглинках. В целом, для нижней части характерно некоторое увеличение содержания парамагнитных минералов и снижение эффективного размера магнитного зерна, особенно это проявляется в ископаемых почвах.

Сравнение разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ с расположенным в 1.5 км выше по течению р. КИТОЙ опорным разрезом верхнего плейстоцена УСТЬ-ОДИНСКИЙ показало, что в обоих разрезах присутствует одинаковый набор основных хроностратиграфических горизонтов. Тем не менее отмечаются существенные различия в литолого-фациальном строении разрезов (прежде всего их верхней части).

Во-первых, это касается гранулометрического состава. Содержания мелких фракций в отложениях разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ существенно превышают таковые в отложениях УСТЬ-ОДИНСКОГО разреза. Корреляционные зависимости между содержанием песчаной (с одной стороны) и алевритовой и глинистой фракцией (с другой стороны) в разрезе УСТЬ-ОДИНСКИЙ обратные, между алевритовой и глинистой фракцией – прямые. Для разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ такие зависимости характерны только для верхней части разреза и песчаных слоев в нижней части. В горизонтах ископаемых почв и алевритов разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ подобные закономерности отсутствуют. Отличительной особенностью песчаных отложений разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ является практически полное отсутствие песчаной фракции >250 мкм.

Во-вторых, существенные различия наблюдаются в магнитных свойствах отложений. Концентрация магнитных минералов в верхней части разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ больше, чем в разрезе УСТЬ-ОДИНСКИЙ, а в нижней части, наоборот, – меньше. При этом эффективный размер магнитного зерна (по отношению  $k_{fer}/SIRM$ ) во всех отложениях разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ больше, чем в отложениях разреза УСТЬ-ОДИНСКИЙ. В суглинках и ископаемых почвах нижней части разреза концентрация парамагнитных минералов выше, чем в осадках УСТЬ-ОДИНСКОГО разреза.

Все вышесказанное позволяет утверждать, что условия формирования отложений разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ существенно отличались от условий формирования таковых разреза УСТЬ-ОДИНСКИЙ. Пески верхней части КИТОЙСКОГО разреза имеют эоловое происхождение, о чем свидетельствуют унимодальные гранулометрические спектры и близкие значения их мод. Причем мы здесь сталкиваемся с особым типом субаэриальных накоплений – нивейно-эоловыми образованиями с характерным параллельным, порой горизонтальным, залеганием поверхностей седиментации. Их формирование, согласно [1–3], происходит в условиях криоаридного климата и обусловлено захоронением в эоловых песках фрагментов снежного покрова, который постепенно преобразуется в горизонтальные или пологонаклонные шпирь осадочно-метаморфического льда, по которому часто развиваются своеобразные тонкие (от первых мм до первых см) параллельные метаморфозы – денивационные структуры. Последние имеют темноцветную окраску, мелко-извилистую форму залегания, плохо сортированный гранулометрический состав (как правило, это пылеватые алевриты с примесью песков и растительного детрита).

Иногда в формировании песков верхней толщи принимали участие делювиальные процессы, о чем свидетельствуют прослои песков с бимодальным распределением гранулометрических фракций. Нижняя часть разреза КИТОЙСКИЙ МОСТ также имеет эоловое происхождение. Согласно распределению гранулометрических фракций она сложена лессами и ископаемыми почвами с прослоями делювиальных песков. Источник лессового материала отличался от такового для УСТЬ-ОДИНСКОГО разреза как по концентрации и размерам магнитных зерен, так и по концентрации парамагнитных минералов.

Таким образом, разрез КИТОЙСКИЙ МОСТ представляет собой новый тип разреза четвертичных отложений Предбайкалья, сформировавшийся при участии нивейно-эоловых процессов.

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

- [1] *Brookfield M.E.* Aeolian processes and features in cool climates // Geological Society of London Special Publications. 2011. V. 354. P. 241–258.
- [2] *Dinwiddie C.L., McGinnis R.N., Stillman D.E.* Internal sedimentary structure and aqueous-phase distribution of the Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska: Insights from an arctic aeolian analog site // Third International Planetary Dunes Workshop. 2012. № 7034.
- [3] *Галанин А.А.* Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. № 1. С. 3–34.



## РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ИГЕТЕЙ (СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ)

А.Ю. Казанский<sup>1,2</sup>, Г.Г. Матасова<sup>2,3</sup>, А.А. Щетников<sup>2,3,4,5</sup>, И.А. Филинов<sup>2,3,5</sup>,  
И.О. Нечаев<sup>6</sup>, Н.Е. Бердникова<sup>5</sup>, И.М. Бердников<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, kazansky\_alex@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>4</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

<sup>5</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет

<sup>6</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Разрез Игетей (53.581856° с.ш., 103.444225° в.д.) расположен в береговой зоне Осинского залива Братского водохранилища. В абразионном уступе здесь вскрывается последовательность субаэральных накоплений и ископаемых почв широкого возрастного интервала – от голоцена до среднего неоплейстоцена. Отложения разреза на разных стратиграфических уровнях насыщены палеонтологическим и археологическим материалом, при этом они охарактеризованы геохронологически [1, 2]. Игетей считается одним из важнейших многослойных геoarхеологических объектов юга Восточной Сибири и одним из опорных разрезов верхнего квартала Байкальского региона. Целью данной работы являлось доизучение разреза комплексом современных физико-химических методов.

**Методы исследований.** За основу стратиграфического расчленения разреза была взята схема Г.А. Воробьевой [3]. Общая мощность изученной части разреза (до коры выветривания по отложениям верхнего кембрия) составила 20 м. Из отложений разреза было отобрано по 200 образцов на каждый вид анализа: лазерную гранулометрию, петрохимический, петромагнитный и палеомагнитный анализ. Гранулометрические исследования выполнены в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН (г. Москва) на лазерном анализаторе размеров частиц Bettersizer S. Петрохимические исследования включали анализ содержания макроэлементного состава (основные петрогенные окислы) методом РФА (АЦ ИЗК СО РАН). Полученные данные были использованы для расчетов палеоклиматических CIA, индекса химического выветривания CIW, индекса изменения состава пород на палеосборных площадях ICV и различных генетических модулей [4]. Палеомагнитные и петромагнитные исследования выполнены по стандартной методике как в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН, так и в центрах коллективного пользования при ведущих палеомагнитных лабораториях страны (ИНГГ СО РАН и НГУ, г. Новосибирск; КПФУ, г. Казань), имеющих соответствующее оборудование мирового уровня [5].

**Результаты исследований.** Палеомагнитные исследования показали, что все отложения разреза характеризуются только прямой полярностью, что согласуется с имеющимися возрастными оценками. Достоверных палеомагнитных реперов в разрезе не установлено.

На основании гранулометрических данных в осадках разреза Игетей выделяются три основных литотипа: песок алевритистый (40–90 % песка, 5–30 % алеврита, <10 % глины), алеврит песчаный (10–40 % песка, 50–70 % алеврита, 15 % глины) и алеврит глинистый (<10 % песка, 70–80 % алеврита, 15–20 % глины). По распределению этих литотипов разрез четко делится на две толщи – верхнюю песчанистую и нижнюю глинистую, граница между которыми проходит над кровлей верхней почвы игетейского педокомплекса (kz ig<sup>2</sup>) на глубине 12 м. По увеличению глинистой и мелкоалевритистой фракций в верхней части выделяется современная почва, осинский педокомплекс (kr<sup>2</sup>-os<sup>1,2</sup>) на глубине 2–3 м и байганская почва (mr<sup>2</sup> bg) в интервале глубин 9–10 м. Пески, слагающие основную часть нижней толщи, имеют в основном узкие унимодальные гранулометрические спектры (мода – 200–250 мкм), что говорит об их преимущественно эоловом происхождении. Присутствие прослоев с мультимодальными спектрами свидетельствует о значимом вкладе делювиальных процессов в эоловый седиментогенез. Нижняя толща (12–20 м)

по количеству песка, мелкого алеврита и среднему размеру зерна ( $D_{cp}$ ) кажется достаточно однородной. Тем не менее здесь выделяются горизонты отложений различного гранулометрического состава. Это, во-первых, игетейский педокомплекс ( $kz\ ig^{1-2}$ ) на глубине 12–14 и два горизонта с повышенным содержанием мелкоалевритистой и глинистой фракций (глубина 16–18 и 19–20 м), которые также интерпретируются как ископаемые почвы. Палеопочвы разделены более песчанистыми прослоями с повышенным содержанием песка и крупного алеврита и снижением содержания глины (глубина 16–18 и 19–20 м). В целом наши гранулометрические построения соответствуют представлениям Г.А. Воробьевой о строении разреза Игетей [3].

Поведение петромагнитных характеристик по разрезу свидетельствует о том, что формирование магнитных свойств отложений в разрезе Игетей происходило в соответствии с «сибирским» механизмом [6] – горизонты ископаемых почв характеризуются уменьшением концентрационных магнитных параметров, а разделяющие их субэральные осадки, напротив, их увеличением. В почвах уменьшается эффективный размер магнитного зерна и возрастает концентрация парамагнитных минералов. Все интервалы с низкими значениями концентрационных магнитных параметров совпадают с горизонтами погребенных почв, установленных на основании гранулометрических данных. Кроме того, горизонты ископаемых почв, за исключением почв  $kt^2-os^{1,2}$  и  $mr^2bg$  в верхней части разреза, демонстрируют увеличение концентрации суперпарамагнитных частиц, что свидетельствует о достаточно высокой степени развитости этих почв [6]. Петромагнитные характеристики также позволяют различить верхнюю и нижнюю толщи разреза. В целом отложения нижней толщи содержат большее количество парамагнитных минералов и имеют меньший эффективный размер магнитного зерна, чем отложения верхней толщи. Это непосредственно свидетельствует о различии климатических условий во время формирования верхней и нижней толщ. Повышенная магнитная жесткость осадков нижней толщи, вероятно, связана с поступлением высококоэрцитивных минералов при размыве красноцветных осадков верхнекембрийской верхоленской свиты.

Геохимические данные дополняют климатические построения по гранулометрическим и палеомагнитным данным. Индекс интенсивности химического выветривания CIA имеет значительные вариации – от 30 до 80, при этом его максимальные значения приходятся на современную почву и ископаемые почвенные горизонты  $kt^2-os^{1,2}$ ,  $mr^2bg$  и интервалы 16–18 и 19–20 м, что указывает на периоды теплого и влажного климата, благоприятного для формирования зрелых почв. Аналогичное поведение демонстрирует и индекс химического выветривания CIW. Его максимальные значения в упомянутых выше почвенных горизонтах и современной почве указывают на высокую степень химического выветривания пород, обусловленную значительной переработкой пород эродируемой поверхности, что свидетельствует о формировании химически зрелых почв. Напротив, индекс зрелости осадков ICV по тем же почвенным горизонтам имеет минимальные значения, которые отражают достаточную зрелость глинистых пород, что согласуется с данными, полученными в CIW и CIA. Более высокие значения этого индекса во вмещающих осадках свидетельствуют о том, что эти субэральные отложения сложены продуктами первого цикла седиментации, где материал поступал непосредственно при разрушении коренных пород. В химически зрелых палеопочвах наблюдаются также максимальные (относительно подстилающих и перекрывающих осадков) значения алюмокремниевого (АМ), титанового (ТМ), гидролизатного (ГМ), фемического (ФМ), железистого (ЖМ) модулей, обусловленных преобладанием глинистого материала в палеопочвах. При этом модули, отражающие сохранность полевых шпатов в осадках – щелочной (ЩМ) модуль и модуль общей щелочности (НКМ), напротив, имеют минимальные значения палеопочвенных горизонтов, указывая также на существенную химическую переработку исходного субстрата при их формировании. Следует отметить, что повышенные значения АМ, ТМ, ГМ, ФМ, ЖМ указывают на более высокое содержание глинистых минералов в нижней толще по сравнению с верхней.

Проведенные исследования показали эффективность примененного комплекса методов, поскольку результаты разных физико-химических анализов согласуются и частично дополняют друг друга. Комплекс полученных данных позволил уточнить строение разреза Игетей, подтвердить генезис субэральные отложений и дать палеоклиматические оценки формирования ископаемых почв. Кроме того, установлено, что магнитные свойства ископаемых почв Игетейского разреза формировались в соответствии с «сибирским» механизмом, аналогично педокомплексам в разрезах Усть-Одинский, Тологой и Улан-Жалга, что позволяет предполагать единый механизм формирования палеопочв верхнего неоплейстоцена на территории Восточной Сибири.

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

- [1] *Медведев Г.И., Воробьева Г.А.* Игетей – опорный разрез верхнеплейстоценовых субаэральных 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) / Ред. Г.И. Медведев, Н.А. Савельев, В.В. Свинин. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1990. 165 с.
- [3] *Воробьева Г.А.* Игетей – опорный геoarхеологический объект Прибайкалья: климатостратиграфия, педогенез, субаэральное осадконакопление, состав и палеоэкологическое значение // *Esse quam videri: К 80-летию со дня рождения Германа Ивановича Медведева*. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2016. С. 152–166.
- [4] *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- [5] *Tauxe L.* Essentials of Paleomagnetism. University of California Press, 2010. 512 p.
- [6] *Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С.* Наложение «аляскинской» и «китайской» моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 7. С. 638–651.



## ВОЗРАСТ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОГНЕЙСОВ САРЫЧАБЫНСКОГО И БАСКАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ ТЕРРЕЙНА ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Н.А. Каныгина, А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, Д.В. Алексеев

Москва, Геологический институт РАН, kanygina.nadia@gmail.com

В результате исследований комплексов докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП), проведенных в последние годы, было получено большое количество новых изотопно-геохимических и геохронологических данных, на основании которых с высокой степенью надежности можно реконструировать процессы формирования континентальной коры на докембрийском этапе эволюции ЦАОП. В то же время некоторые докембрийские террейны западного сегмента ЦАОП до сих пор остаются слабоизученными, что не позволяет сопоставлять их с другими террейнами и реконструировать эволюцию крупных сегментов этой части пояса. Одним из таких террейнов является террейн Джунгарского Алатау, расположенный на юге Казахстана и северо-западе Китая. На фоне большого объема новых изотопно-геохронологических данных для докембрийских комплексов на территории КНР [5, 6] крайне мало новой информации об образованиях террейна Джунгарского Алатау в Южном Казахстане [1, 3].

Наиболее низкое положение в структуре террейна Джунгарского Алатау в Южном Казахстане занимают кварц-слюдяные, плагиоклаз-кварц-слюдяные и слюдяные сланцы, гнейсы, кальцифиры, чередующиеся со слюдястыми кварцитами, мраморы, которые насыщены телами рассланцованных гнейсогранитов (сарычабынская серия). Структурно выше залегает толща, сложенная чередующимися слюдястыми и андалузит-мусковитовыми кварцитами с силлиманитом и гранатом, кордиерит-слюдяно-кварцевыми, гранат-кордиерит-слюдяными, андалузит-слюдяно-кварцевыми, полевошпат-слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями кальцифиров и мраморов (косагашская свита). Более высокое положение занимает вулканогенно-осадочная толща терригенных пород, которые в верхах разреза чередуются с потоками риолитов и риодацитов (бурханская свита). Эти комплексы прорваны массивами гранитогнейсов сарычабынского и басканского комплексов. Для одного из тел гранитогнейсов сарычабынского комплекса недавно были получены первые данные о его ранненепротерозойском (920 млн лет) возрасте [1]. Более молодые образования представлены терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными толщами (тышкантауская и солдатсайская свиты), в том числе тиллоидами, верхов криогения – эдиакария (майликольская свита), которые перекрываются нижнепалеозойскими терригенно-кремнисто-карбонатными толщами [2, 3].

Породы басканского и сарычабынского комплексов представлены крупно- и мелкозернистыми очковыми гнейсогранитами. По химическому составу разновидности пород отвечают умеренно-щелочным гранитам и граносиенитам. Средние содержания породообразующих окислов в мас % составляют:  $\text{SiO}_2$  – 67.8–76.1;  $\text{TiO}_2$  – 0.14–0.58;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 11.42–16.73;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0.43–1.73;  $\text{FeO}$  – 0.46–2.06;  $\text{MnO}$  – 0.03–0.06;  $\text{MgO}$  – 0.33–1.53;  $\text{CaO}$  – 0.34–1.19;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.10–5.69;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.25–6.20;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.05–0.19. Они относятся к известково-щелочной ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  – 0.04–2.62) и преимущественно магнезиальной серии ( $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}}+\text{MgO})=0.64\text{--}0.86$ ) и соответствуют высокоглиноземистым породам ( $\text{ASI}=0.9\text{--}1.6$ ). Индекс  $\text{MALI}$  для этих пород варьируется в пределах от 4.92 до 8.23, что соответствует известково-щелочным и щелочно-известковым образованиям. Породы характеризуются обогащением легкими РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_n=1.87\text{--}7.38$ ) и хорошо проявленной отрицательной  $\text{Eu}$ -аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.08\text{--}0.38$ ). Наблюдаются резко выраженные отрицательные аномалии  $\text{Ba}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Eu}$ , слабо проявлены отрицательные аномалии  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ , положительные аномалии  $\text{Cs}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Nd}$ ,  $\text{Sm}$ ,  $\text{Th}$  и  $\text{Pb}$ . На дискриминантной диаграмме « $\text{Zr vs. } 104\text{Ga}/\text{Al}$ » [8] изученные породы басканского и сарычабынского комплексов, как правило, располагаются на границе между гранитами I, S и A типа, тогда как на диаграммах  $\text{Rb vs. Y+Nb}$  или  $\text{Rb vs. Yb+Ta}$  [4] точки расположены близко к границе внутриплитных и коллизионных гранитов. Расчетные

температуры насыщения родоначальных для них расплавов цирконием по [7] составляют 768–903 °С, что указывает на высокотемпературный режим их образования.

U-Pb (SIMS)-геохронологические исследования цирконов выполнены для проб ТТ-237 и ТТ-245 гнейсогранитов басканского комплекса, для которых получены оценки возраста  $923 \pm 2$  (СКВО=0.58, N=13) и  $928 \pm 2$  (СКВО=0.46, N=8) млн лет соответственно. Учитывая магматическое происхождение цирконов, можно считать, что полученные оценки возраста соответствуют времени кристаллизации гранитного расплава. Таким образом, оценки возраста гранитогнейсов сарычабынского и басканского комплексов в пределах погрешностей совпадают и, вероятно, входят в состав единого раннепротерозойского гранитного комплекса.

Петролого-геохимические особенности и оценки возраста гнейсогранитов басканского и сарычабынского комплексов позволяют считать их аналогами докембрийских магматических комплексов Актау-Моинтинского и Илийского террейнов [3, 5, 6]. Раннепротерозойские магматические комплексы террейна Джунгарского Алатау, Актау-Моинтинского и Илийского террейнов характеризуют один из важных этапов формирования докембрийской континентальной коры в западной части ЦАОП.

Работы выполнены при поддержке РФФ, проект № 22-77-00082.

- [1] Алексеев Д.В., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Каныгина Н.А. Раннепротерозойские (~920 млн лет) гранито-гнейсы Джунгарского Алатау, Южный Казахстан: обоснование возраста по результатам U-Th-Pb (SIMS)-датирования // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 17–21.
- [2] Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 33–41.
- [3] Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Kovach V.P. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.
- [4] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
- [5] Sun Q., Zhao X., Xue C., Seltmann R., McClenaghan S., Li Y., Symons D. Neoproterozoic tectonic shift from collisional orogenesis to intraplate extension in the Yili Block, southern Central Asian Orogenic Belt // Precambrian Research. 2022. V. 374. 106626.
- [6] Wang B., Liu H., Shu L., Jahn B., Chung S., Zhai Y., Liu D. Early Neoproterozoic crustal evolution in northern Yili Block: insights from migmatite, orthogneiss and leucogranite of the Wenquan metamorphic complex in the NW Chinese Tianshan // Precambrian Research. 2014. V. 242. P. 58–81.
- [7] 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. № 2. P. 295–304.
- [8] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. № 4. P. 407–419.





## ПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОНТРАСТНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева<sup>1</sup>, В.А. Яковлев<sup>1</sup>, С.Н. Руднев<sup>1</sup>, Д.В. Семенова<sup>1</sup>, А.М. Сугоракова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iri@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН

Формирование Каахемского магматического ареала, расположенного в раннекаледонских структурах Восточной Тувы, происходило в длительный период времени – 570–300 млн лет – в разных геодинамических обстановках: от островодужной и аккреционно-коллизийной стадий до режима внутриконтинентального растяжения [1–3]. Предшествующими работами по геохронологическим данным [1–4] установлена четкая взаимосвязь проявления габброидного и гранитоидного магматизма на всех геодинамических этапах развития данного региона. Прямым геологическим свидетельством взаимодействия контрастных по составу расплавов являются минглинг-структуры.

По результатам геохронологических и петролого-структурных исследований интрузивных комплексов пород восточной части Каахемского магматического ареала, проявившихся на аккреционно-коллизийном этапе развития региона, были выделены три основных временных этапа, характеризующихся разными текстурными признаками взаимодействия габбро-гранитных расплавов: 489–476, 450±5 и 282–293 млн лет.

**Этап 489–476 млн лет.** Выделено два типа взаимодействия габброидов и гранитов. Первый тип представляет собой мощную (до 10 км) зону хрупкопластичного меланжа, в которой наблюдаются остроугольные линзовидные блоки базитов в гранитном матриксе. Возраст гранитов из зон хрупкопластичного меланжа, по данным U-Pb датирования циркона, – около 480 млн лет. Микроструктурные исследования гранитов свидетельствуют о значительной роли тектоники при внедрении и консолидации кислого расплава. Второй тип смешения контрастных по составу расплавов наблюдается в комбинированных минглинг-дайках, возраст которых по циркону из гранитов равен 477±3 млн лет. Структурно-текстурные взаимоотношения пород в комбинированных дайках указывают на внедрение диоритовой магмы в трещины, заполненные неконсолидированными гранитоидами, последующую быструю кристаллизацию диоритов с заполнением контракционных трещин кислой магмой.

**Этап 450±5 млн лет.** Близкими по возрасту к диоритам из минглинг-даек являются мафические включения, широко распространенные в гранитоидах «сархойского» комплекса (450 млн лет) [2]. Возраст мафических включений (циркон, U-Pb) составляет 480±3 млн лет. Вопрос о происхождении этих образований пока остается открытым, однако разница в возрасте в 30 млн лет с вмещающими породами однозначно указывает на то, что данные структуры не являются следствием минглинг-процессов.

**Этап 282–293 млн лет.** К свидетельствам позднего этапа смешения габбро-гранитных расплавов относятся структуры плутонического минглинга, изученные на контакте граносиенит-гранитного Шивейского и габбро-монцодиоритового Чадалского массива, где структуры смешения наблюдаются на площади около 12 км<sup>2</sup> [5]. По структурно-петрологическим признакам выделяется два сближенных этапа смешения контрастных по составу магм. Для раннего типа минглинга характерен широкий спектр составов пород от монцогаббро и монцодиоритов (мафическая часть), монцонитов и кварцевых сиенитов (породы промежуточного состава) до граносиенитов (салическая часть). Наблюдаются крупные (до нескольких метров) тела пород основного состава с трещинами растяжения, заполненными граносиенитами и щелочными гранитами, а также мелкие включения диоритов и монцодиоритов в более кислых породах. Контакты между ними варьируются от четких до постепенных. Образование монцонитов и кварцевых сиенитов происходило только на раннем этапе смешения контрастных по составу магм, что

может свидетельствовать об их длительном сосуществовании в магматической камере. Формирование структур раннего типа минглинга связано с инъецированием базальной части неконсолидированной гранитоидной камеры базитовой магмой.

Данные структуры секутся вторым, более поздним, типом минглинга. Наблюдаются четкие секущие контакты между первым и вторым типом минглинга, а также ксеноблоки первого типа в минглинг-структурах второго. Для пород позднего минглинга характерны фестончатые, заливообразные, пламеневидные контактовые взаимоотношения контрастных по составу пород. Гранитоиды и базиты четко отделяются друг от друга по составу и структурным особенностям и не образуют переходных зон. Доля основных пород в данном типе минглинга преобладает.

Полученные структурно-петрологические данные по минглинг-структурам свидетельствуют о синхронном внедрении и становлении основных и кислых магм на всех этапах эволюции Каахемского магматического ареала.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН.

- [1] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 1. С. 30–42.
- [2] Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
- [3] Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 50–60.
- [4] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2013. 300 с.
- [5] Kartmysheva I.V., Yakovlev V.A., Sugorakova A.M., Rudnev S.N., Semenova D.V. Late Paleozoic Contrasting Magmatism of the Eastern Kaakhem Magmatic Area (Central Asian Orogenic Belt) // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. № 3. 0637.



## ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С МОЩНЫМ ВИБРАТОРОМ ЦВО-100

В.В. Ковалевский<sup>1</sup>, А.Л. Собисевич<sup>2</sup>, Ц.А. Тубанов<sup>3</sup>,  
Л.П. Брагинская<sup>1</sup>, А.П. Григорюк<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,  
kovalevsky@sscc.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, alex@ifz.ru

<sup>3</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, ttsyren@gmail.com

В докладе приведен обзор вибросейсмических исследований, выполняемых в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) с использованием уникальной научной установки – мощного сейсмического вибратора ЦВО-100, установленного на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне СО РАН. Исследования проводятся по нескольким методикам, ориентированным на различные задачи: исследование характеристик волнового поля вибратора на разных трассах, изучение структуры земной коры и верхней мантии в БРЗ, активный вибросейсмический мониторинг, верификация скоростных моделей земной коры [1].

Для решения задач исследования структуры земной коры и верхней мантии проводится регистрация волнового поля вибратора на стационарной региональной сети сейсмостанций Бурятского и Байкальского филиалов ФИЦ ЕГС РАН, а также экспериментальные исследования с развертыванием мобильных сейсмических групп (ИВМиМГ СО РАН, ИФЗ РАН, ГИН СО РАН) [2–4]. Целью работ является проведение глубинного вибросейсмического зондирования земной коры (вибро-ГСЗ) в зоне сочленения Сибирской платформы, БРЗ и Саяно-Байкальской складчатой области [5]. Основу методики составляет изучение вибрационных сейсмограмм с определением времен прихода основных групп волн и их увязка со скоростными моделями земной коры в БРЗ.

Исследованы спектральные и энергетические характеристики волнового поля вибратора в режимах излучения гармонических и свип-сигналов на трассах вибратор – региональные сейсмические станции и на профиле Байкал – Улан-Батор. Выполнены эксперименты по комплексной регистрации волнового поля вибратора ЦВО-100 в зимних условиях на суше и на льду Байкала с использованием сейсмометров и донной станции и в воде с помощью гидрофонов (ИФЗ РАН, ИВМиМГ СО РАН, ГИН СО РАН, ИЗК СО РАН) [6]. Были исследованы эффекты трансформации вибросейсмического поля на границе вода – суша, а также дальнего распространения акустического излучения вибратора в условиях приповерхностного волнового канала над льдом Байкала.

С использованием вибратора ЦВО-100 и региональной сети сейсмических станций проводится активный вибросейсмический мониторинг южной части БРЗ. Площадь активного мониторинга составляет  $500 \times 250$  км [1, 2, 7]. При проведении вибросейсмического мониторинга были детально исследованы сезонные вариации волнового поля вибратора и разработаны методики спектральной коррекции сейсмограмм.

Методами математического моделирования и активной сейсмологии были выполнены исследования по верификации скоростных моделей земной коры, построенных по данным экспериментов BEST и PASSCAL [8]. Работы по вибрационному глубинному сейсмическому зондированию (вибро-ГСЗ) на профиле Байкал – Улан-Батор проводились ИВМиМГ СО РАН, ГИН СО РАН, Бурятским филиалом ФИЦ ЕГС РАН (Россия) совместно с ИАГ МАН (Монголия) с использованием сейсмического вибратора ЦВО-100 [3]. Методика верификации основывалась на сравнении теоретических сейсмограмм для двух скоростных моделей земной коры и данных о временах вступлений Р-волн на экспериментальных вибрационных сейсмограммах на 400-километровом участке профиля Байкал – Улан-Батор.

Результаты вибросейсмических исследований в БРЗ доступны в интернете по адресу <http://org.sssc.ru>. Они представлены в научной информационной системе (НИС) «Активная

сейсмология», разработанной в ИВМиМГ СО РАН с целью систематизации и структуризации информационных ресурсов по вибро-ГСЗ и виброрейсическому мониторингу [9, 10].

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИВМиМГ СО РАН, ИФЗ РАН, ГИН СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] *Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками* / Ред. Г.М. Цибульчик. Новосибирск: Гео, 2004. 387 с.].
- [2] *Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Базаров А.Д., Толочко В.В., Ковалевский В.В., Брагинская Л.П., Григорюк А.П.* Вибросейсмические исследования литосферы Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий // *Отечественная геология*. 2013. № 3. С. 16–23.
- [3] *Kovalevskiy V., Chimed O., Tubanov C., Braginskaya L., Grigoruk A., Fatyanov A.* Vibroseismic sounding of the Earth's crust on the profile Baikal – Ulaanbaatar // *Proceedings of the International Conference on Astronomy & Geophysics in Mongolia*. 2017. P. 261–265.
- [4] *Ковалевский В.В., Собисевич А.Л., Тубанов Ц.А., Брагинская Л.П., Григорюк А.П.* Вибросейсмические исследования Байкальской рифтовой зоны с мощным вибратором ЦВО-100 // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. (в печати)
- [5] *Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Соловьев В.М., Сальников А.С., Юшин В.И., Кашун В.Н., Елагин С.А., Галёва Н.А.* Активная сейсмология и ГСЗ с мощными вибраторами в Сибири // *Проблемы информатики*. Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, 2018. № 4. С. 347–354.
- [6] *Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Тубанов Ц.А., Черемных А.В., Загорский Д.Л., Котов А.Н., Нумалов А.С.* Байкальский сейсмоакустический эксперимент // *ДАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 496. № 1. С. 82–86.
- [7] *Yushin V.I., Gtza N.I., Velinsky V.V. et al.* Vibro-seismic monitoring in the Baical Region // *Journal of Earthquake Prediction Research*. 1994. V. 3. № 1. P. 119–134.
- [8] *Kovalevsky V.V., Fatyanov A.G., Karavaev D.A., Braginskaya L.P., Grigoryuk A.P., Mordvinova V.V., Tubanov C.A., Bazarov A.D.*, Research and verification of the Earth's crust velocity models by mathematical simulation and active seismology methods // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10. № 3. P. 569–583.
- [9] *Braginskaya L.P., Grigoruk A.P., Kovalevsky V.V.* Scientific information system "Active seismology" for complex geophysical research // *Vestnik KRAUNC. Earth Sciences*. 2015. V. 25. P. 94–98.
- [10] *Braginskaya L.P., Grigoruk A.P., Kovalevsky V.V.* An integrated information environment to support geophysical research of the Baikal Rift Zone // *Journal CEUR Workshop Proceedings*. 2021. V. 3006. P. 406–413.



## О ВОЗРАСТЕ КОДАРСКОЙ СЕРИИ КОДАРСКОЙ ПОДЗОНЫ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В.П. Ковач, А.М. Ларин, Е.В. Адамская, А.Б. Котов, Ю.В. Плоткина,  
Н.Ю. Загорная, Т.М. Сквитина, А.М. Федосеенко, Б.М. Гороховский

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com

Метаосадочные породы удоканского комплекса выполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб и целый ряд грабен-синклиналей в западной части Алданского щита. Эти отложения являются гипостратотипом нижнего протерозоя Восточной Сибири, служат возрастным репером в региональной стратиграфической шкале и вмещают крупнейшее месторождение медистых песчаников [1–4]. Отложения удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба традиционно подразделяются (снизу вверх) на кодарскую, чинейскую и кеменскую серии общей мощностью до 13 км. Геохронологические и Nd изотопные данные [5–8] свидетельствуют о том, что накопление терригенных пород кодарской серии Удоканской подзоны происходило в интервале около 2.3–2.1 млрд лет, а чинейской и кеменской серий – около 1.90–1.87 млрд лет. Авторами [9] на основании структурно-геологических и геохронологических данных метаосадочные отложения кодарской серии рассматриваются отдельно от пород чинейской и кеменской серий «в качестве самостоятельного метаморфического комплекса». В то же время какие-либо геохронологические и изотопные данные для пород кодарской серии Кодарской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба отсутствуют, что не позволяет окончательно решить вопрос о возрасте кодарской серии.

U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологические исследования циркона из биотитовых сланцев (метапесчаников) кодарской серии Кодарской подзоны выполнены в ИГГД РАН по методике [7]. Циркон представлен слабоокатанными и неокатанными субидиоморфными коротко- и длинно-призматическими кристаллами, умеренно и хорошо окатанными округлыми и овальными зернами. Для изученного циркона характерна тонкая и грубая осцилляторная зональность, присутствие расплавных и минеральных микровключений, что свидетельствует об их магматическом генезисе. Редко отмечается присутствие ядер и незональных темно-серых в режиме катодолуминесценции оболочек, скорее всего, метаморфического происхождения.

В общей сложности получено 109 оценок возраста циркона, 34 из которых являются конкордантными. Конкордантные оценки возраста находятся в интервалах 1989–2046 и 2071–2082 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.02 и 2.08 млрд лет. Два зерна циркона имеют неоархейский возраст (2758–2770 млн лет), а одно – мезоархейский (2919 млн лет).

Биотитовые сланцы кодарской серии Кодарской зоны характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{Nd}(1.9)$  – от –3.2 до –1.1 и палеопротерозойскими значениями Nd модельного возраста  $t_{Nd(DM)}=2.5–2.4$  млрд лет, сопоставимыми с Nd изотопными характеристиками метапесчаников кодарской серии Удоканской подзоны [5].

Таким образом, нижняя возрастная граница накопления терригенных отложений кодарской серии Кодарской зоны Кодаро-Удоканского прогиба составляет около 2.02 млрд лет, а источниками их сноса послужили породы палеопротерозойского, нео- и мезоархейского возраста. Источники палеопротерозойского возраста установлены также для метатерригенных пород чинейской (около 1.90 и 1.98 млрд лет) и кеменской (около 2.02 млрд лет) серий Удоканской подзоны [7, 8].

Полученные геохронологические и Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что накопление осадочных пород удоканского комплекса как в Кодарской, так и в Удоканской подзоне Кодаро-Удоканского прогиба происходило при участии сходных между собой ювенильных источников с возрастом 2.02–1.98 млрд лет. Это, в свою очередь, позволяет предполагать единство разреза удоканского комплекса. Что касается южного фланга Удоканской подзоны области

сочленения Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и блоков Станового структурного шва [6, 9], можно предполагать, что здесь тектонически совмещены породы различного возраста, относящиеся как к кодарской серии удоканского комплекса, так и к комплексам Станового структурного шва.

Исследования выполнены при поддержке РФФ (проект № 21-17-00164) и НИР ИГГД РАН FMUW-2022-003.

- [1] Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Кн. 1. 515 с.
- [2] Богданов Ю.В., Кочин Г.Г., Кутырев Э.И., Парадеева Л.Н., Травин Л.В., Трифонов Н.П., Феоктистов В.П. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 386 с.
- [3] Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
- [4] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Новая серия. Лист О-50 (51) – Алдан. Объяснительная записка / Ред. Е.П. Миронюк. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.
- [5] Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.
- [6] Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.
- [7] Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.
- [8] Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М. Возраст и источники терригенных отложений удоканской серии Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты геохронологических и Nd изотопных исследований // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: VII Российская конференция по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 142–144.
- [9] 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.



## РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ КАК ИНДИКАТОР ЗАКРЫТИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНА

А.М. Козловский<sup>1</sup>, В.В. Ярмолюк<sup>1</sup>, Е.Б. Сальникова<sup>2</sup>, В.М. Саватенков<sup>2</sup>,  
А.С. Новикова<sup>1</sup>, А.В. Травин<sup>3</sup>

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

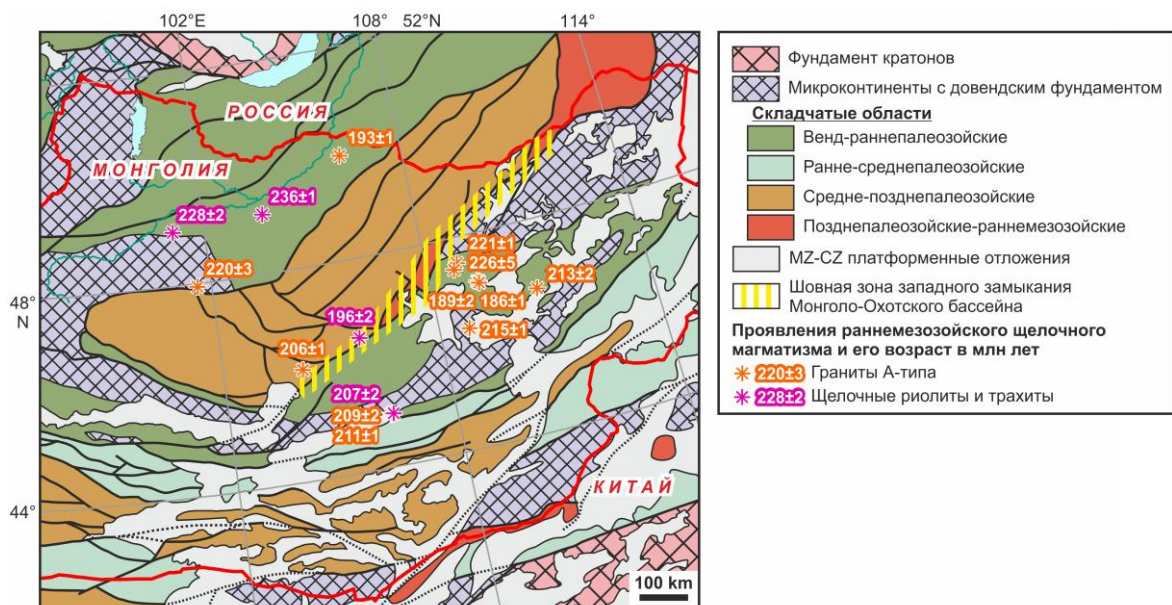
<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Геологическая история Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) насчитывает немало событий, связанных с закрытием океанических бассейнов. Один из таких – Монголо-Охотский (МО) – является наиболее загадочным в том плане, что его существование в течение всего мезозоя, вытекающее из палеомагнитных данных [1], плохо согласуется с геологическими наблюдениями [2]. При этом если в восточной части ЦАСП геологические свидетельства мезозойских этапов развития этого океана сохранились [3], то в западной (монгольской) части достоверные данные о его существовании есть только для середины карбона [4]. Соответственно, возникает вопрос: а был ли океан в течение перми и в начале мезозоя? Убедительно ответить на этот вопрос нам вряд ли удастся сейчас, однако попробуем рассмотреть его с позиции времени постаккреционного щелочно-салического магматизма.

Структуры, связанные с развитием западного замыкания МО океана, на территории Монголии представлены силур-девонскими преимущественно осадочными комплексами с подчиненной долей вулканического материала Хангайского и Хентейского «прогибов» (рисунок). На юге эти комплексы ограничены системой разломов, вдоль которой фрагментарно обнажаются офиолитовые комплексы Ада-Цагской зоны. Возраст этих офиолитов оценен в диапазоне 325–314 млн лет [4, 5], т.е. отвечает началу позднего карбона. Фаунистически охарактеризованные осадочные океанические комплексы здесь также относятся к середине карбона. Южнее офиолитов распространены комплексы докембрийского Центрально-Монгольского микроконтинента, спаянные раннепалеозойскими островодужными ассоциациями. Таким образом, эта система разломов разделяет блоки с разной геологической историей, поэтому справедливо рассматривать ее как шов МО бассейна (рисунок), а северные и южные структуры – как его борта. Все отмеченные комплексы с несогласием перекрыты отложениями Северо-Гобийской впадины [6]. Впадина имеет асимметричное строение и разделена вдоль офиолитов Ада-Цагской зоны в субширотном направлении. Ее северная часть, преимущественно вулканогенная, относится к нижней перми, хотя весьма условно. Южная часть впадины сложена преимущественно грубыми терригенными породами, относимыми к верхней перми – нижнему триасу (?).

На юге северной части впадины, т.е. непосредственно на карбоновых океанических комплексах Ада-Цагской зоны (рисунок), с угловым несогласием залегают серии лавовых потоков и туфов голубоватых и темно-сиреневых риолитов. Особенностью химического состава риолитов являются высокие концентрации щелочных оксидов, следствием чего является высокий коэффициент агпаитности – до 1.08. При умеренных концентрациях FeO (до 2.6 %) такие риолиты могут быть классифицированы как комендиты. Микроэлементные характеристики комендитов (глубокие минимумы в концентрациях Ba, Sr, P, Eu, Ti, горизонтальный спектр и высокие концентрации тяжелых REE) согласуются с геохимией постколлизии гранитов А<sub>2</sub>-типа. Циркон, выделенный из комендитов, был исследован во ВСЕГЕИ на приборе SHRIMP и показал конкордантный возраст 196±2 млн лет, рассчитанный по 16 зернам (СКВО=0.0052). Таким образом, возраст континентальных постколлизии комендитов, перекрывающих океанические комплексы в районе западного замыкания МО океана, отвечает началу юры.



**Положение раннемезозойских проявлений щелочно-салического магматизма в тектонических структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса, обрамляющих западное замыкание Монголо-Охотского бассейна.**

На продолжении МО шва в 130 км на юго-запад вблизи сомона Сант располагается крупный вулканоплутонический комплекс с аналогичными щелочными гранитами А-типа и комендитами (рисунок). Циркон из щелочных гранитов был датирован в ИГГД РАН ID-TIMS методом  $206\pm 1$  млн лет, что отвечает концу триаса.

Ближние значения возраста имеют также и другие гранитоиды А-типа и щелочные риолиты в пределах полосы шириной 250 км от МО шва к югу. Так, массив Баян-Улан датирован  $226\pm 5$  и  $221\pm 1$  (Ar-Ar Amph) [7], Дашибалбар –  $189\pm 2$  (Ar-Ar Amph) и  $186\pm 1$  (Zr LA-ICPMS) [7, 8], Гал-Шар –  $213\pm 2$  (Zr ID-TIMS) [9], Чойр –  $215\pm 1$  (Ar-Ar Amph) [9] и Улзийт – 211–207 (Ar-Ar Amph, Zr ID-TIMS, SHRIMP) [9, 10] млн лет.

К северу от МО шва щелочно-салические магматические породы распространены лишь на удалении более 300 км, где в верхнем течении р. Селенги (рисунок) трахитовые вулканические поля имеют возраст  $228\pm 2$  (Zr SHRIMP) и  $236\pm 1$  (Zr ID-TIMS) млн лет, щелочные граниты Бат-Ценгельской вулканоплутонической ассоциации –  $220\pm 3$  (Ar-Ar Amph) млн лет, а граниты А-типа массива Дулан-Хан –  $193\pm 1$  (Zr ID-TIMS) млн лет.

Таким образом, и к югу, и к северу от МО шва в Центральной Монголии фиксируются проявления щелочно-салического континентального вулканизма и интрузивного магматизма второй половины триаса и начала юры. В Северо-Гобийской впадине и Орхон-Селенгинском прогибе с этим интервалом времени связано также накопление мощных (до нескольких километров) толщ грубых терригенных осадков [6], часть из которых может относиться и к перми. Щелочно-салический магматизм, как правило, является индикатором условий растяжения континентальной коры, равно как и мощные грубообломочные осадочные толщи, которые накапливаются в понижениях рельефа на континенте. Таким образом, по нашему мнению, в середине триаса (а если принять пермский возраст осадков, то и ранее) в Центральной Монголии господствовали условия растяжения, сопровождавшиеся интенсивным разрушением горных сооружений, заполнением образовавшихся впадин с рассеянным щелочно-салическим магматизмом. Такие условия, вероятно, вызваны постаккреционным режимом, следующим за закрытием западной части МО океана.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 22-17-00033).

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



- [2] *Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V.* et al. Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // *Gondwana Research*. 2016. V. 40. P. 124–141.
- [3] *Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P.* et al. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Research*. 2020. V. 81. P. 58–78.
- [4] *Tomurtogoo O., Windley B.F., Kroner A.* et al. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, Central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // *Journal of the Geological Society*. 2005. V. 162. P. 125–134.
- [5] *Zhu M.S., Zhang F., Miao L.C.* et al. The Late Carboniferous Khuhu–Davaa ophiolite in Northeastern Mongolia: Implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk ocean // *Geological Journal*. 2018. V. 53. P. 1263–1278.
- [6] *Моссаковский А.А., Томуртоого О.* Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 125 с.
- [7] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б.* и др. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо–Забайкальской области // *Геотектоника*. 2002. № 4. С. 42–63.
- [8] *Dostal J., Owen J.V., Gerel O.* et al. The 186 Ma Dashibalbar alkaline granitoid pluton in the North–Gobi rift of Central Mongolia: evidence for melting of Neoproterozoic basement above a plume // *American Journal of Science*. 2014. V. 314. P. 613–648.
- [9] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Энжигин Г.* Раннемезозойский щелочной магматизм западного обрамления Монголо–Охотского пояса: время формирования и структурная позиция // *ДАН*. 2019. Т. 488. С. 62–66.
- [10] *Zhu M., Zhang F., Miao L.* et al. Geochronology and geochemistry of the Triassic bimodal volcanic rocks and coeval A-type granites of the Olzit area, Middle Mongolia: Implications for the tectonic evolution of Mongol–Okhotsk ocean // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 122. P. 41–57.



## ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ВЕНДСКИХ МАКРОФОССИЛИЙ В ДЖЕЖИМСКОЙ СВИТЕ ЮЖНОГО ТИМАНА (КАРЬЕР АСЫВВОЖ, УВАЛ ДЖЕЖИМ-ПАРМА)

А.В. Колесников<sup>1</sup>, И.В. Латышева<sup>1,2</sup>, А.В. Шаццлло<sup>1,3</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>

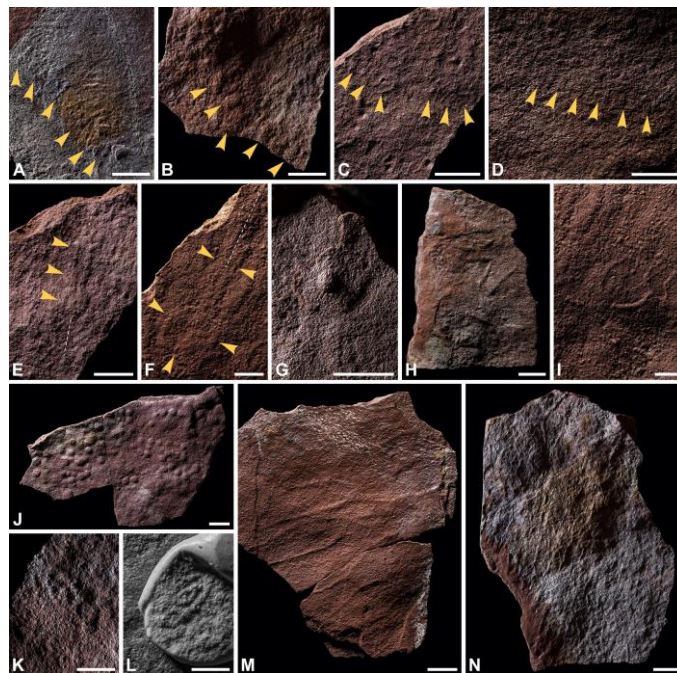
<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, kolesnikov@ginras.ru

<sup>2</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

<sup>3</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В сентябре 2021 г. – июне 2022 г. нами были проведены полевые исследования джежимской свиты верхнего докембрия Южного Тимана, наиболее представительный разрез которой вскрыт в карьере Асыввожского месторождения бутового камня (61°47'11.5" с.ш., 54°06'35.2" в.д.), центральная часть увала Джежим-Парма, Усть-Куломский район, Республика Коми. Целью этих исследований являлась проверка гипотезы о более молодом (вендском) возрасте джежимской свиты. В рамках полевых исследований решались следующие задачи: (1) поиск ископаемых остатков вендских мягкотелых организмов; (2) отбор проб для палеомагнитного изучения и палеогеографических реконструкций данного бассейна; (3) отбор проб для изучения и радиоизотопного датирования детритных цирконов. В настоящем сообщении мы остановимся на особенностях сохранности и таксономическом разнообразии вендских макрофоссилий из джежимской свиты.

В ходе рекогносцировочного обследования 40-метрового разреза красноцветной терригенной толщи был обнаружен комплекс макрофоссилий, включающий в себя представителей групп палеопасцихрид, фрондоморф, псаммокораллов, микробных колоний, арумбериеморф и примитивных ископаемых следов жизнедеятельности. Большинство находок имеют низкую степень сохранности, однако при фотографировании в лабораторных условиях с использованием специальных осветителей определение и идентификация палеонтологических остатков не вызвали каких-либо трудностей (рисунок). Палеопасцихриды представлены в виде однорядных серий



**Вендские макрофоссилии из джежимской свиты Южного Тимана:** А–D – однорядные серии камер и отпечатков палеопасцихрид; Е–G – отпечатки и объемные слепки фрондоморф; H, I – ископаемые следы жизнедеятельности *Helminthoidichnites* isp.; J – колония псаммокоралл *Beltanelliformis minutae*; K, L – отпечаток микробной колонии типа *Cyclomedusa* и ее силиконовый противоотпечаток; M, N – арумбериеморфные текстуры типа *Arumberia banksi*.

частично разрушенных глобулярных камер или их противоотпечатков, расположенных цепочкообразно друг за другом на поверхностях напластования мелкозернистых песчаников; среди них диагностирован вид *Palaeopascichnus linearis*. Фрондоморфы представлены отпечатками органов прикрепления и перьевидных отростков (стволов), напоминающих представителей рода *Charniodiscus*. Псаммокораллы представлены многочисленными скоплениями выпуклых (позитивный гипорельеф) дисковидных отпечатков до 1 см в диаметре, диагностированных как *Beltanelliformis minutae*. Интересными находками, подтверждающими поздневендский возраст джежимской свиты, оказались ископаемые горизонтальные, изогнутые и меандрирующие следы жизнедеятельности (ихнофоссилии) ихнорода *Helminthoidichnites*. Микробиальные колонии представлены дисковидными концентрическими отпечатками типа *Cyclomedusa* и субпараллельными, ветвящимися и веерообразно расходящимися валиками арумберий или желобками микробиально-индуцированных осадочных текстур типа *Arumberia*.

Сравнительный анализ ископаемых остатков организмов эдиакарского типа из различных регионов Восточно-Европейской платформы (ВЕП) показал, что таксономическое разнообразие «асывожской» биоты Южного Тимана наиболее близко к «чернокаменной» биоте венда Среднего Урала, возраст которой оценивается как «котлинский» [1]. Анализ изучения и U-Pb датирования обломочных цирконов из косослоистых красноцветных песчаников показал, что обломочные породы джежимской свиты сложены продуктами размыва фундамента ВЕП, а наборы возрастов надежно согласуются с ранее изученными пробами из верхнего венда Среднего и Южного Урала [2]. Кроме того, предварительное палеомагнитное изучение красноцветных песчаников джежимской свиты выявило высокую частоту инверсий, характерную для вендских пород Южного Урала и Юго-Восточного Беломорья [3]. Таким образом, комплексом независимых методов установлено, что возраст джежимской свиты соответствует позднему венду.

Исследования соответствуют темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН; полевые работы и лабораторное изучение материала выполнены за счет средств РНФ (проект № 21-77-10106). Сравнительный анализ ископаемых остатков выполнен за счет средств гранта Президента РФ № МК-3137.2021.1.5.

[1] Маслов и др. Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 520–542.

[2] Латышева и др. U-Pb возраст зерен детритового циркона из обломочных пород джежимской свиты (верхний докембрий Южного Тимана) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 166–169.

[3] Шаццло и др. Первые палеомагнитные данные по красноцветам джежимской свиты (верхний докембрий Южного Тимана) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 319–321.



## ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ИХНОФОССИЛИЙ В НОХТУЙСКОЙ СВИТЕ КЕМБРИЯ ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

А.В. Колесников, С.В. Рудько

Москва, Геологический институт РАН, kolesnikov@ginras.ru

В июле – августе 2021 г. нами были проведены полевые исследования нохтуйской свиты нижнего кембрия юга Средней Сибири (Патомский палеобассейн), наиболее представительный разрез которой вскрыт на левом берегу среднего течения р. Лены, между устьем р. Малый Патом и с. Мача, Республика Саха (Якутия). В ходе детального изучения разреза свиты был отобран комплекс разнообразных следов жизнедеятельности, в том числе ранее неизвестных для Сибирской платформы. Находки ихнофоссилий приурочены к нижней части нохтуйской свиты, содержащей, по данным В.В. Хоментовского и соавторов [1], кембрийскую мелкораковинную фауну (SSF) зоны *Nochoroicyathus sunnaginicus*, которую нам собственными наблюдениями пока подтвердить не удалось. Находки неравномерно распределены по разрезу, впервые они отмечены над 50–60-метровой пачкой красноцветных песчаников в основании нохтуйской свиты, затем в изобилии встречаются в интервале 250–360 м от подошвы свиты, а выше по разрезу, по-видимому (это требует дальнейшего изучения путем наращивания детального описания разреза), вновь становятся редки.

Ископаемые следы сохранились в мергелистых аргиллитах и алевролитах с биоламинитовой или массивной текстурой. Слои с ихнофоссилиями соседствуют с подобными им слоями, содержащими глиптоморфозы и карбонатные псевдоморфозы по ангидриту и галиту, строматолитовыми и онкоидными биостромами, песчаниками со следами волновой ряби, что в целом указывает на мелководно-морскую обстановку с признаками эпизодической изоляции и повышения солености вод.

Комплекс остатков включает в себя различные горизонтальные, вертикальные, радиально-лучистые, кольцевые, розетковидные и уходящие на глубину следовые дорожки, объемные слепки норок или их отпечатки ихнородов *Planolites*, *Treptichnus*, *Streptichnus*, *Astropolichnus*, *Amanitichnus*, *Aulichnites*, *Helminthoidichnites* и др. Среди них особый интерес представляют представители ихнородов *Treptichnus*, *Astropolichnus* и *Amanitichnus*, так как их присутствие в разрезе имеет важное стратиграфическое и эволюционное значение. В составе трептихнид диагностирован ихновид *Treptichnus pedum*, по первому появлению которого проводится нижняя граница кембрия (~541 млн лет) в Международной хроностратиграфической шкале [2]. В ассоциации с трептихнидами необычными являются находки астрополихнид и аманитихнид. Данное наблюдение вызывает особый интерес, поскольку стратиграфический интервал распространения астрополихнид и аманитихнид определен в настоящее время Cambrian Series 3 (~518–505 млн лет) в Международной хроностратиграфической шкале [3]. Примечательно то, что первое появление *Treptichnus pedum* в разрезе нохтуйской свиты отмечено стратиграфически выше уровня с SSF, которому отвечает зона томмотского яруса *Nochoroicyathus sunnaginicus* (~535 млн лет) [1, 4]. Таким образом, находки представителей ихнородов *Astropolichnus* и *Amanitichnus* существенно расширяют диапазон их стратиграфического распространения.

Таким образом, обнаружение в одном разрезе руководящих ихновидов раннего кембрия, а также ранее не описанных следов, наряду с находками сибирской мелкораковинной фауны нижнего кембрия, представляет интерес для решения биостратиграфических проблем определения подошвы кембрия, а также эволюции видов и экосистем во время кембрийского взрыва биоразнообразия.

Исследования проведены при поддержке РНФ, проект № 20-77-10066.

[1] Хоментовский и др. Венд Байкало-Патомского нагорья // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 465–484.

- [2] *Narbonne G.M.* et al. A candidate stratotype for the Precambrian – Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern Newfoundland // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1987. V. 24. № 7. P. 1277–1293.
- [3] *Mikulas R., Fatka O.* Ichnogenus *Astropolichnus* in the Middle Cambrian of the Barrandian area, Czech Republic // *Ichnos*. 2017. V. 24. №7. P. 283–290.
- [4] *Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.



## ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА АНИЗОТРОПИЮ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД: НАБЛЮДЕНИЯ, ГИПОТЕЗЫ И ЭКСПЕРИМЕНТЫ

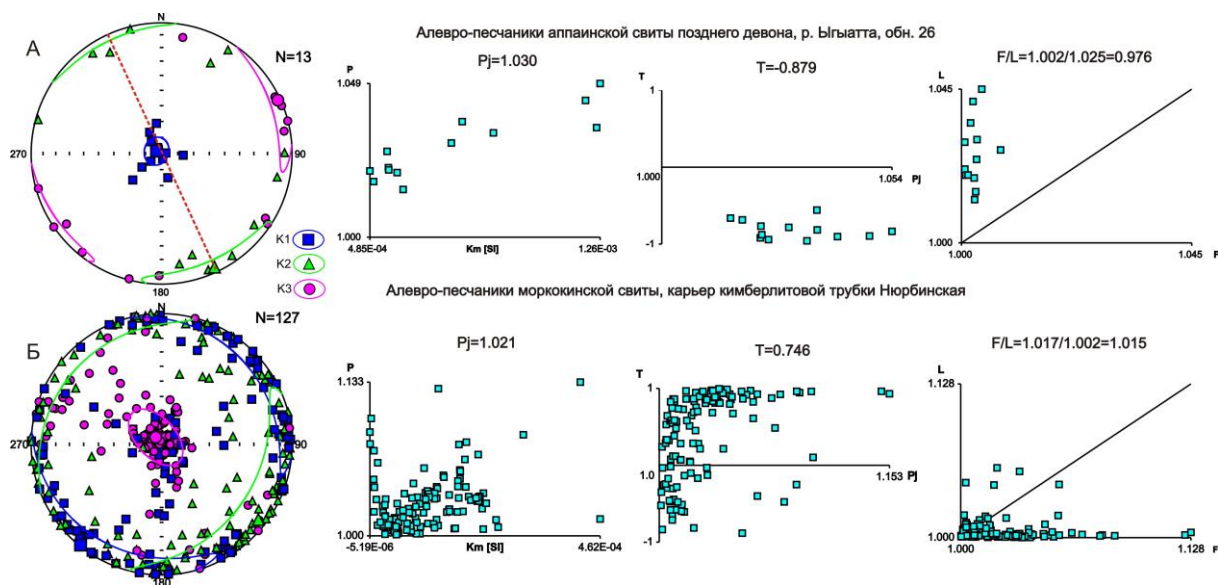
И.К. Константинов<sup>1</sup>, К.М. Константинов<sup>1,2</sup>, Г.В. Орлова<sup>2</sup>, М.С. Хороших<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет, Сибирская школа геонаук, geologiaforever@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Россия

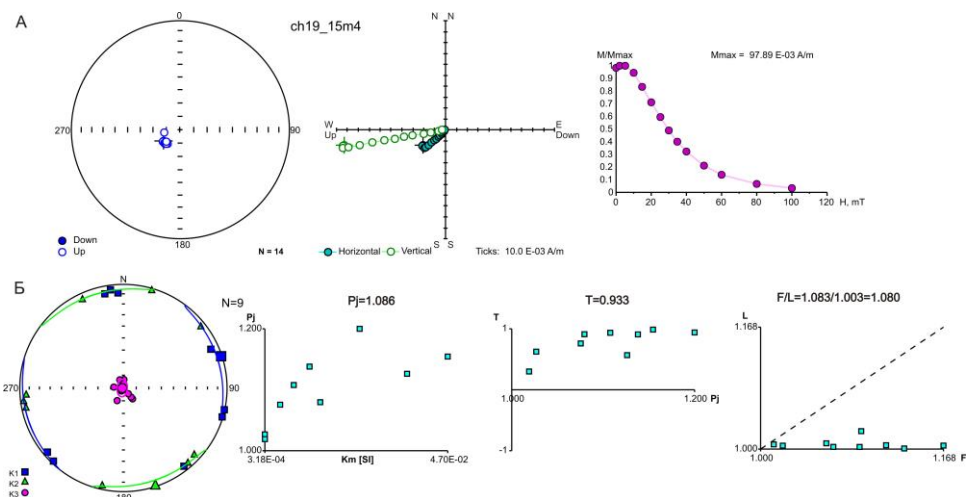
В настоящее время анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) [1] широко применяется при петромагнитных и палеомагнитных исследованиях горных пород, в том числе на доказательства природы векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Проведенные исследования АМВ осадочных и магматических (базальты, долериты, кимберлиты) образований Сибирской платформы и ее складчатого обрамления показали, что ее тип не всегда соответствует их первичному литолого-петрографическому генезису [2, 3]. Возможно, изменения типов АМВ зависят от давления и температуры, а иногда – электрических разрядов (молний). В ходе экспериментов по воздействию на образцы температурой и давлением установлены закономерности, которые целесообразно использовать при интерпретации геолого-геофизических данных.

В ходе петромагнитных исследований были выявлены разные типы АМВ: «осадочный», «даечный», «хаотичный» и др. (рис. 1). «Осадочный» тип АМВ характерен для горизонтально залегающих пород (алевролиты, песчаники, туфы, пирокластические кимберлиты, базальты, силлы). «Даечный» тип АМВ (рис. 1, А) в основном встречается в дайках долеритов и порфировых кимберлитах, реже – в базитах со столбчатой отдельностью («метаморфический»). «Хаотичный» тип АМВ образуется в кимберлитах диатремовой фации. Не исключены сочетания в тех или иных горных породах и разных типов АМВ – т.н. «гибридный» тип АМВ, например петромагнитные неоднородности стресса 5-го типа (рис. 1, Б) [2, 3]. Последний свидетельствует о наличии наложенных (эпигенетических) процессов, характеризующихся повышенной температурой и давлением.



**Рис. 1.** Типы АМВ в терригенно-осадочных образованиях палеозоя: «даечный» (А) и «гибридный» (Б) [2, 3]. K1, K2 и K3 – оси эллипса АМВ, соответственно большая, средняя и малая, штрихпунктирная линия – плоскость магнитного расслоения [1].

Таким образом, в зависимости от разных геологических ситуаций АМВ может изменять свой первоначальный тип. Например, в осадочных породах аппаинской свиты (обн.10-26) р. Ыгыатта наблюдается даечный тип АМВ (рис. 1, А), в то время как в тех же одновозрастных отложениях (обн.10-24) сохранился осадочный тип АМВ [3]. Видимых интрузивных образований в районе не установлено. Объяснить этот эффект за счет прогрева долеритами Ыгыаттинского силла некорректно. В то же время в осадочных породах кембрия (обн.19-01) р. Чуна), которые интрузируют долериты Удинского силла, сохранился осадочный тип АМВ (рис. 2, Б), хотя сами вмещающие породы претерпели полное перемагничивание (рис. 2, А), характерное для пермско-триасовых интрузий [4]. Аналогичный результат получен и по месторождению алмазов трубки Комсомольской [5, 6].

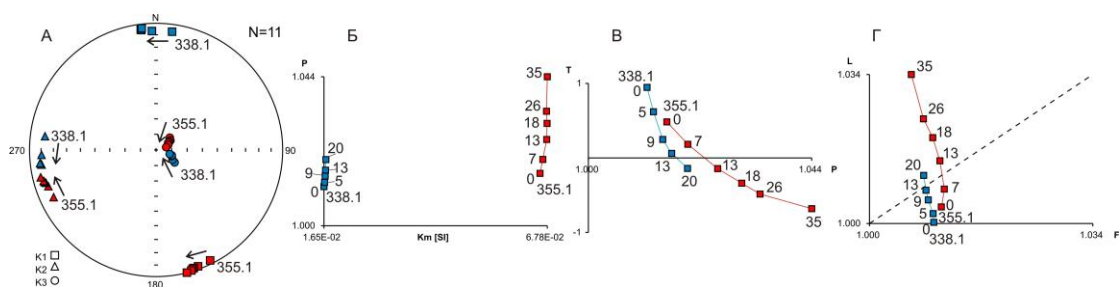


**Рис. 2.** Результаты изучения компонентного состава ЕОН (А) и АМВ (Б) терригенно-осадочных пород раннего палеозоя, вмещающих пермско-триасовый силл долеритов, обн.19-01, р. Чуна.

На месторождении алмазов трубки Мир кимберлиты прорывают дайку долеритов [7]. Несмотря на то, что долериты на контакте сильно изменены (мелонитизированы), даечный тип АМВ не изменился и характеристическая намагниченность на разном удалении соответствует среднепалеозойскому возрасту [8]. Аналогичная картина установлена на месторождении алмазов трубки Нюрбинской [9].

Лабораторные эксперименты включали изучение шлифов, измерения АМВ и гистерезисных параметров, а также изучение компонентного состава векторов ЕОН. Давление создавалось с помощью гидравлического пресса ВМ-3.4 (ВЗ «Эталон», Россия) вдоль меридиональной оси кубика N. Нагрев образца до точки Кюри осуществлялся в экранированной электропечи ММТД-80 (Англия).

Для экспериментов выбирались образцы, представляющие геологические образования с первичной петротекстурой пород: «осадочный» и «даечный» тип АМВ. Образцы подвергались пошаговому нагреванию или воздействию давления. В ходе нагревания тип АМВ не менялся, но наблюдались изменения векторов ЕОН и магнитной восприимчивости. При давлении (рис. 3) магнитная восприимчивость образцов стабильна (отсутствует изменение вещества), в отличие от трансформации параметров Т (форма зерен), F (плоскостная анизотропия) и L (линейная анизотропия).



**Рис. 3.** Эффект поведения АМВ базальтов эмаксинской свиты раннего карбона при увеличении давления. Цифры – давление, в кН (в 1 кН – 2.5 кг/мм<sup>2</sup>).



В результате проведенных экспериментов, можно выдвинуть следующие рабочие гипотезы:

1. Тепловое воздействие интрузий не меняет тип АМВ вмещающих пород. Кроме того, не устанавливаются изменения их петрографического и химического состава.

2. Давление (стресс) со стороны интрузий является основным фактором изменения типа АМВ вмещающих пород, вероятнее всего за счет перестройки текстуры пород [1] и/или формы доменов ферритмагнитных минералов [10]. При этом следует учитывать направление вектора приложения силы.

- [1] *Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.
- [2] *Константинов К.М., Хороших М.С.* Анизотропия магнитной восприимчивости кимберлитов // Проблемы геокосмоса: Материалы 12-й международной школы-конференции. СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 140–145.
- [3] *Константинов К.М., Артёмова Е.В., Константинов И.К.* и др. Возможности метода анизотропии магнитной восприимчивости в решении геолого-геофизических задач поисков коренных месторождений алмазов // Геофизика. 2018. № 1. С. 67–77.
- [4] *Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V.* Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence of contrasting styles of magmatism // *Tectonophysics*. 2018. V. 723 P. 41–55.
- [5] *Константинов К.М., Мишенин С.Г., Томшин М.Д.* и др. Петромагнитные неоднородности пермотриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Западная Якутия) // Литосфера. 2014. № 2. С. 77–98.
- [6] *Константинов К.М., Гладков А.С.* Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция) // ДАН. 2009. Т. 427. № 2. С. 245–252.
- [7] *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.
- [8] *Константинов К.М., Ибрагимов Ш.З., Константинов И.К.* и др. Палеомагнетизм докимберлитовых даек долеритов Вилюйско-Мархинской зоны разломов (Якутская алмазоносная провинция) // Наука и образование. 2016. № 1 (81). С. 13–20.
- [9] *Konstantinov K.M., Yakovlev A.A., Antonova T.A.* et al. Petro- and paleomagnetic characteristics of the structural–material complexes of the diamond mining of the Nyurbinskaya pipe (Middle Markha district, West Yakutia). *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 1. P. 135–169. doi:10.5800/GT- 2017- 8- 1- 0235.
- [10] *Киренский Л.В.* Магнетизм. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 144 с.





## ТЕРРЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ – ИНСТРУМЕНТ ПРОЧТЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ

А.Т. Корольков

Иркутск, Иркутский государственный университет, baley51@mail.ru

Террейновый анализ [4] следует рассматривать как новый способ характеристики и прочтения геологической карты. Наиболее предпочтительны для этого геологические карты масштаба 1:50 000, 1:200 000, 1:500 000, на которых обычно показываются рудные районы. Карты более мелкого масштаба позволяют выделить много террейнов, входящих в состав более крупной аккреционно-складчатой области или пояса, и применимы для металлогенического анализа больших территорий. Геологические карты масштаба 1:50 000 содержат лишь фрагменты одного или двух террейнов. Наиболее интересные результаты получаются при террейновом анализе разномасштабных карт какой-то определенной площади, где развиты разнообразные полезные ископаемые. Рекомендуется производить террейновый анализ для каждой конкретной карты определенного масштаба в определенной последовательности.

1. Внимательно проанализировать геологическую карту, стратиграфическую колонку, разрез, легенду и выделить структурно-формационную зону (структурно-стратиграфический террейн), ограниченную разломами.

2. Учитывая состав осадочно-вулканогенных или метаморфических стратифицированных пород террейна, степень их насыщенности вулканитами кислого, среднего и основного состава, степень дислоцированности пород, следует определить генетический тип террейна (аккреционного клина, кратонный, островодужный и т.д.) и дать детальное обоснование своих выводов.

3. Различные генетические типы террейнов характеризуются в стратиграфической колонке, на карте, на геологическом разрезе своими особенностями: террейн пассивной континентальной окраины содержит мощную толщу ритмично построенных терригенно-карбонатных или преимущественно терригенных пород с простой складчатостью; террейн аккреционной призмы отличается вулканогенно-терригенным составом с переменным составом фрагментов офиолитовых пород и очень сложной складчатостью; островодужный террейн содержит фрагменты островодужной формации в виде покровов андезибазальтов, риолит-андезибазальтов или их туфов; террейн активной континентальной окраины включает также фрагменты островодужной формации в совокупности с обозначенными на карте близкими по возрасту магматическими вулканоплутоническими структурами (то есть характеризуется близкими по возрасту вулканогенно-осадочными, вулканическими и интрузивными породами, что осложняет процесс его выделения); кратонный террейн имеет докембрийский фундамент и более молодой осадочный чехол; метаморфический террейн состоит из блоков высокой и низкой степени метаморфизма в связи субдукционной или сдвиговой геодинамической природой метаморфического террейна.

4. Далее следует схематически изобразить террейны в разрезе и на плане по шаблону [2]. Обязательно каждый террейн показывается определенной штриховкой (или цветом) согласно выявленному генетическому типу. По географическим признакам дается название выделенному террейну. В первую очередь следует составить схематическую последовательность террейнов во временном разрезе, где их генетические типы отражаются штриховкой или цветом. В разрезе также показываются перекрывающие или сшивающие комплексы, которые связаны с амальгамацией или аккрецией террейнов. Кроме того, на разрезе показываются разломы и интрузии, сформировавшиеся в постаккреционный этап. Время существования единичного террейна определяется преимущественно по анализу стратиграфической колонки геологической карты, время образования супертеррейнов или составных террейнов определяется по сшивающим или перекрывающим комплексам. После составления временной последовательности террейнов в разрезе показываются усредненные поля их развития в плане на карте теми же знаками, что и на разрезе. Следует обратить внимание, что все разломы в плане обозначаются соответствующими кинема-

тическими типами (сдвиги, сбросы, взбросы или надвиги) и подразделяются по возрасту (доаккреционные, аккреционные, постаккреционные). Определяется характер разломных границ террейна (сдвиговые, надвиговые или сбросовые) и его связь со структурами латерального выжимания (геодинамические убежища, зоны фронтального сжатия, ороклины надвиговые или поддвиговые, дуплексы с растяжением или со сжатием). Выясняются вероятные этапы дисперсии террейна и предполагаемая амплитуда трансляций.

5. Перекрывающие осадочно-вулканогенные комплексы, по которым определяется время амальгамации или аккреции, в разрезе и в плане должны иметь перекрытия с объединенными террейнами (или с террейнами и кратоном при аккреции) и определенное место в шкале геологического времени. Сшивающие комплексы представлены интрузиями, дайками или зонами разломов, развитыми в контактирующих террейнах (или в террейнах и кратоне при аккреции), и характеризуются определенным местом в шкале геологического времени. Совокупный анализ террейнов вместе с перекрывающими и сшивающими комплексами позволяет выделить супертеррейны (при разных генетических типах объединенных террейнов) или составные террейны (при одинаковых генетических типах объединенных террейнов).

6. По фациям осадочных пород (палеоклиматическим характеристикам), имеющимся палеомагнитным данным или анализу изотопных характеристик устанавливается примерно широта местности, первоначальное положение террейна, источники сноса при формировании перекрывающих осадочных пород.

7. Для каждого генетического типа террейнов предполагаются определенные месторождения и рудопроявления. Особое значение имеют пограничные зоны разломов террейнов, которые могут быть рудоконтролирующими или рудовмещающими.

Если на карте имеется несколько террейнов, для каждого из них следует дать характеристику по вышеприведенной схеме начиная от древних к более молодым и от мелких к более крупным. Несмотря на то, что террейновый анализ является одним из наиболее перспективных для расшифровки металлогении отдельных регионов и особенно рудных районов [1], существуют проблемы для его применения. Рассмотрим некоторые из них.

1. Палеомагнитные данные. Эти исследования очень трудоемкие и пока еще недостаточные для рудных районов. Палеомагнитные показатели помогают установить древнюю широту местности, где первоначально формировался террейн (в виде микроконтинента, островной дуги и т.д.). Это имеет важное значение для исследования истории развития террейна. Отсутствие палеомагнитных данных вынуждает для определения древней широты местности использовать палеоклиматические фациальные показатели осадочных пород внутри самого террейна или перекрывающих комплексов.

2. Изотопный возраст. Пока еще мало необходимых надежных определений изотопного возраста для различных комплексов террейна. Особенно это важно для докембрийских террейнов. Анализ изотопных характеристик в сочетании с другими исследованиями дает яркие представления о развитии террейнов.

3. Формационный анализ. Необходимы четкие характеристики формаций с позиций тектоники плит. Особенно важно правильно оценить роль различных формаций в формировании террейнов, когда они выделяются по старым геологическим картам, на которых геология представлена с позиций геосинклиналей.

4. Внутриплитный магматизм. Представлен щелочными и субщелочными породами, которые накладываются на коллаж террейнов в постколлизийный (постаккреционный) этап, вызывая большие трудности для определения границ террейнов. Наиболее характерно это для Западного Забайкалья.

5. Источники магматизма и оруденения. Такие исследования опираются на региональные и геохимические работы. Важно определить мантийные, коровые или смешанные источники магматизма, с которыми может быть связано различное оруденение. Существуют представления, что различный субстрат террейнов в виде островодужных, турбидитовых или разнообразных карбонатных формаций также влияет на магматизм и оруденение.

6. Полигенно-порфиновые месторождения и террейны [3]. В настоящее время эти месторождения пристально изучаются во всем мире, поскольку содержат большие объемы рудных залежей при небольших средних концентрациях золота, серебра, полиметаллов, меди, молибдена, редких металлов и др. Полигенно-порфиновые месторождения характерны для доаккреционных, аккреционных и постаккреционных этапов развития террейнов и требуют многостороннего изучения.

7. Дисперсия террейнов разных типов. Наиболее часто разрушение террейнов происходит по сдвигам (трансляция террейнов). Это явление характерно в условиях косо́й аккреции с кратонном. Существуют проблемы определения видов, амплитуды и масштабов проявления трансляции. Здесь требуются детальные геолого-структурные исследования, которые помогают расшифровать историю геодинамического развития регионов, а для рудных районов часто помогают установить морфологию рудных тел. При фронтальной аккреции разрушение (дисперсия) террейнов приводит к развитию сложных надвиговых разломно-складчатых пакетов в виде структур латерального выжимания, где также могут концентрироваться рудные тела.

- [1] *Корольков А.Т.* Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. 251 с.
- [2] *Кузьмин М.И., Корольков А.Т., Дриль С.И., Коваленко С.Н.* Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении: Учебно-методическое пособие. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2000. 288 с.
- [3] *Летунов С.П., Корольков А.Т., Сасим С.А., Касперский С.В.* Геодинамическая позиция месторождений полигенно-порфировой серии Забайкало-Монголо-Приамурского региона // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Сборник научных трудов ИГУ. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2019. С. 39–52.
- [4] *Buslov M.M.* Terrain tectonics of the Central Asian folded belt // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5. № 3. P. 641–665. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0147.



## РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД ПРИ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

А.В. Корсаков, А.В. Романенко, С.П. Демин, С.В. Ращенко,  
Д.С. Михайленко, К.А. Мусияченко

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

Зоны субдукции – это «фабрики» по переработке корового материала и его рециклированию обратно в мантию. В ходе погружения гидратированные коровые породы испытывают повышение давления и нагрев, что приводит к дегидратации водосодержащих минералов и образованию флюидов, а при температуре выше  $\sim 750$  °С формируются водосодержащие расплавы [1]. Магмы, возникающие при взаимодействии этих расплавов и флюидов с мантией, имеют характерные геохимические особенности [2–4]. Большинство минералов, стабильных при высокобарическом метаморфизме, являются номинально безводными, а следовательно, не могут быть использованы для оценки состава минералообразующих сред, в особенности флюида.

Минералы супергруппы турмалина являются исключительными в их физической прочности и химической изменчивости, и они позволяют извлекать уникально широкий диапазон информации из одного минерала. Химическая изменчивость турмалина позволяет использовать его для глобальных геодинамических построений, локальных и региональных геохимических реконструкций взаимодействия флюид – порода, состава магматических и гидротермальных систем, рудообразования и возраста формирования турмалина. Формирование турмалина обычно происходит в зонах взаимодействия пород земной коры с мигрирующими флюидами или силикатными расплавами, а его изотопный состав обеспечивает надежную запись изотопного состава флюидов и расплавов, из которых он кристаллизуется [5, 6]. В настоящее время предпринимаются попытки использовать этот уникальный минерал для оценки состава флюида, существовавшего в высокобарических породах, в которых P-T-условия пика метаморфизма не превышали 3 ГПа и 650 °С [7]. Вместе с тем подобные исследования до сих пор не проведены для высокобарических турмалиносодержащих пород Кокчетавского массива, в которых присутствуют такие минералы-индикаторы сверхвысоких давлений, как коэсит и алмаз [8, 9]. Именно в алмазонасных породах Кокчетавского массива недавно был открыт новый минерал из группы турмалина – маруямаит (K-содержащий оксидравит с содержанием  $K > Na + Ca$ ) [10–12]. Экспериментальные исследования поля стабильности K-содержащего турмалина позволяют предположить, что вхождение K в структуру турмалина способствует расширению его поля стабильности в область высоких давлений [13–15]. Поскольку K-турмалин может образовываться лишь в системах, содержащих калий, бор и воду в необходимых количествах, фазовые взаимоотношения при ненулевой активности  $H_2O$  (что соответствует условиям субдукции материала континентальной коры) в простых модельных ( $KAlSi_3O_8-H_2O$ ) и сложных природных (метапелит- $H_2O$ ) системах являются еще одной важной проблемой петрологии [16–21]. В данной работе дается обзор экспериментальных исследований, направленных на определение полей стабильности высокобарических минералов-концентраторов калия и натрия (K-турмалина, Kfs, кокчетавита и K-кимрита), позволяющих проводить мониторинг и оценку состава флюида/расплава в геохимическом цикле калия в зонах субдукции-коллизии, а также приводятся результаты изучения особенностей состава турмалина из коэсит- и алмазосодержащих пород Кокчетавского массива [22], представляющие возможность реконструировать эволюцию состава минералообразующих сред в породах коэситовой и алмазной субфации метаморфизма.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 18-17-00186.

- [1] Hermann J. et al. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones // *Lithos*. 2006. V. 92. P. 399–417.
- [2] Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 241. P. 104–118.
- [3] Stepanov A.S. et al. Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav

- gneisses during melting at diamond-facies conditions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 167. № 5. P. 1–25.
- [4] *Stepanov A.S.* et al. Melting history of an ultrahigh-pressure paragneiss revealed by multiphase solid inclusions in Garnet, Kokchetav massif, Kazakhstan // *Journal of Petrology*. 2016. V. 57. № 8. P. 1531–1554.
- [5] *Korsakov A.V.* et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of tourmaline from metamorphic rocks of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 424. № 1. P. 168–170.
- [6] *Marschall H.R.* et al. On the occurrence and boron isotopic composition of tourmaline in (ultra)high-pressure metamorphic rocks // *Journal of the Geological Society, London*. 2009. V. 166. P. 811–823.
- [7] *Van Hinsberg V.J.*, *Franz G.*, *Wood B.J.* Determining subduction-zone fluid composition using a tourmaline mineral probe // *Geochemical Perspectives Letters*. 2017. P. 160–169.
- [8] *Sobolev N.V.*, *Shatsky V.S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*. 1990. V. 343. P. 742–746.
- [9] *Dobretsov N.L.* et al. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses of the Kokchetav complex, Northern Kazakhstan – the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within Phanerozoic foldbelt // *The Island Arc*. 1995. V. 4. P. 267–279.
- [10] *Lussier A.* et al. Maruyamaite,  $\text{K}(\text{MgAl}_2)(\text{Al}_5\text{Mg})\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$ , a potassium-dominant tourmaline from the ultrahigh-pressure Kokchetav massif, Northern Kazakhstan: Description and crystal structure // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. № 2. P. 355–361.
- [11] *Shimizu R.*, *Ogasawara Y.* K-Tourmaline in diamond-bearing rock from Kokchetav // *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*. 2005. V. 150. P. 141.
- [12] *Shimizu R.*, *Ogasawara Y.* Diversity of potassium-bearing tourmalines in diamondiferous Kokchetav UHP metamorphic rocks: A geochemical recorder from peak to retrograde metamorphic stages // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 63. P. 39–55.
- [13] *Ota T.* et al. Tourmaline breakdown in a pelitic system: implications for boron cycling through subduction zones // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. P. 19–32.
- [14] *Berryman E.*, *Wunder B.*, *Rhede D.* Synthesis of K-dominant tourmaline // *American Mineralogist*. 2014. V. 99. № 2–3. P. 539–542.
- [15] *Berryman E.J.* et al. An experimental study on K and Na incorporation in dravitic tourmaline and insight into the origin of diamondiferous tourmaline from the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015. V. 169. № 3. P. 28.
- [16] *Mikhno A.O.*, *Schmidt U.*, *Korsakov A.V.* Origin of K-cymrite and kokchetavite in the polyphase mineral inclusions from Kokchetav UHP calc-silicate rocks: evidence from confocal Raman imaging // *European Journal of Mineralogy*. 2013. V. 25. № 5. P. 807–816.
- [17] *Romanenko A.V.* et al. Crystal structures of K-cymrite and kokchetavite from single-crystal X-ray diffraction // *American Mineralogist*. 2021. V. 106. № 3. P. 404–409.
- [18] *Mikhno A.O.*, *Korsakov A.V.*  $\text{K}_2\text{O}$  prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: Missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system // *Gondwana Research*. 2013. V. 23. № 3. P. 920–930.
- [19] *Mikhno A.O.* et al.  $\text{CO}_2$ -bearing fluid inclusions associated with diamonds in zircon from the UHP Kokchetav gneisses // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2017. V. 48. № 11. P. 1566–1573.
- [20] *Rezvukhina O.V.* et al. A combined Raman spectroscopy, cathodoluminescence, and electron backscatter diffraction study of kyanite porphyroblasts from diamondiferous and diamond-free metamorphic rocks (Kokchetav massif) // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. № 9. P. 1425–1437.
- [21] *Korsakov A.V.* et al. Dumortierite and tourmaline from the Barchi-Kol diamond-bearing kyanite gneisses (Kokchetav massif): A Raman spectroscopic study and petrological implications // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. V. 51. № 9. P. 1839–1848.
- [22] *Theunissen K.* et al. Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamelange (North Kazakhstan): difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? // *The Island Arc*. 2000. V. 9. P. 284–303.



## ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

С.И. Костровицкий

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

Гибридная природа кимберлитов, о чем свидетельствует ксеногенное происхождение большинства макрокристаллов оливина, является общепризнанным фактом, который чрезвычайно затруднил понимание происхождения этих пород. Прежде всего дискуссионными остаются два вопроса: 1) как объяснить разный состав кимберлитов, которым характеризуются разные провинции, поля и отдельные кусты трубок, и 2) какой был первичный состав кимберлитов. Цель доклада – изложить нашу точку зрения на эти вопросы.

При разработке модели важное значение мы придали петрохимической классификации кимберлитов [1], а также выводу, принятому ведущими исследователями [2, 3] о существовании генетической связи кимберлитов с низко-Sr, высоко-Ti мегакристалльной ассоциацией минералов, которая кристаллизовалась в астеносферном расплаве. Согласно классификации, существуют три основных петрохимических типа: высоко-Mg, Mg-Fe и Fe-Ti. Далее, мы полагаем [1, 4], что астеносферный источник расплава под Якутской кимберлитовой провинцией (ЯКП) был относительно однородный по Sr-Nd-Hf систематике, по содержанию, особенностям распределения некогерентных элементов.

Предполагается, что образование разных по составу кимберлитов было обусловлено процессом контаминации кимберлитовым расплавом при его восхождении через породы литосферной мантии (ЛМ), имеющие разный состав. Этот вывод был обоснован [3] построением графика (усредненное отношение Mg/Fe для кимберлитов из разных провинций и пород литосферной мантии под соответствующими провинциями), показавшего высокий уровень положительной корреляции. Причиной наличия корреляции явилось разное количество в ЛМ пород дунит-гарцбургитового парагенезиса, содержащих ортопироксен – минерал, наиболее подверженный процессу контаминации. Полностью соглашаясь с выводом авторов, мы, однако, полагаем, что он нуждается в уточнении тех генетических следствий, к каким ведет его принятие.

Следствие 1. Поскольку только процесс контаминации ведет к увеличению магнезиальности первичного кимберлитового расплава, изначально последний имел относительно высоко-Fe состав, вероятнее всего, близкий к составу наиболее железистого Fe-Ti петрохимического типа кимберлитов.

Следствие 2. Поскольку, по мнению авторов данного вывода [3], решающее значение для увеличения магнезиальности кимберлитового расплава имеет состав пород ЛМ, необходимо сравнить их состав под разными провинциями, под отдельными полями не только по Mg/Fe отношению (что было сделано авторами!), но и по другим оксидам и, в первую очередь, по содержанию  $TiO_2$ .

Следствие 3. Проведенные нами исследования [4] состава ЛМ под южными алмазоносными и северными с убогой алмазоносностью полями ЯКП, контрастно отличающимися по составу кимберлитов (первые выполнены высоко-Mg и Mg-Fe петрохимическими типами, а вторые преимущественным образом выполнены Fe-Ti петрохимическим типом [1, 6, 7]), показали, что породы ЛМ под северными полями в основном являются более низко-Ti, чем под южными полями. А следовательно, высоко-Ti состав кимберлитов из северных полей невозможно объяснить процессом контаминации породами ЛМ.

Мы полагаем, что различия в составе кимберлитовых пород обусловлены непосредственно не самим процессом контаминации, а интенсивностью его проявления (насколько значителен процент вовлекаемых в этот процесс высоко-Mg пород ЛМ). Отсутствие в ЛМ под северными полями дунит-гарцбургитовых пород (за исключением Куойкского поля) сводит процесс контаминации чаще всего к нулю, и поэтому расплав, формирующий высоко-Fe, высоко-Ti кимберлитовые породы, по составу остается близким к составу первичного расплава.

Согласно предложенной модели, формирование каждого из петрохимических типов кимберлитов было связано с составом первичного расплава, в котором при восхождении изменялось соотношение карбонатной и силикатной компонент астеносферного расплава. Предполагается, что астеносферный расплав в момент его активации, предшествующий началу кимберлитового вулканизма, оказался подверженным процессу дифференциации на фазы, характеризующиеся существенно карбонатным и карбонатно-силикатным составом. Различная дезинтегрирующая и проникающая способность этих фаз предопределила при их подъеме разный объем обломочного материала ЛМ, захваченного и частично ассимилированного кимберлитовым расплавом.

Кимберлит высоко-Mg типа образовался во время подъема астеносферного расплава существенно карбонатного состава, обладающего высокой дезинтегрирующей способностью, что привело к дроблению и последующему захвату максимального количества обломочного материала ЛМ. В формировании кимберлита Mg-Fe и Fe-Ti типа участвовал астеносферный расплав преимущественно силикатного состава, характеризующийся относительно низкой дезинтегрирующей способностью. Отметим, что силикатная часть расплава содержала, как правило, минералы низко-Sr мегакристной ассоциации.

Существенную роль в формировании разных типов кимберлитов сыграла мощность ЛМ под тем или иным полем. Максимальное число кимберлитовых тел, выполненных высоко-Mg типом кимберлита, установлено в южных полях ЯКП, под которыми мощность ЛМ составляет 150–200 км. При этом самая максимальная мощность ЛМ отмечена [8] под Накынским полем, в котором были обнаружены кимберлитовые тела, выполненные только высоко-Mg типом кимберлита. И напротив, под северными полями, которые характеризуются относительно низкой мощностью ЛМ (150–200 км [9]), доминирующее число кимберлитовых тел выполнено Fe-Ti типом.

Возвращаясь к вопросу о составе первичного кимберлитового расплава, отметим, что при изучении рядом расположенных двух кимберлитовых тел Куойкского поля (трубка Обнаженная и дайка Великан находятся всего в 1 км друг от друга) выяснилось, что они выполнены контрастными по текстуре и составу кимберлитами, Трубка Обнаженная выполнена пирокластическим брекчиевой текстуры кимберлитом высоко-Mg, низко-Ti состава, а дайка Великан – гипабиссальным массивной текстуры кимберлитом относительно высоко-Fe, высоко-Ti состава. Если кимберлит из трубки Обнаженной характеризуется очень высокой насыщенностью обломочным материалом ЛМ (и ксеногенными макрокристаллами, и мантийными ксенолитами), то кимберлит дайки Великан совершенно лишен его, и это дало основание для вывода, что исходный кимберлитовый расплав для дайки Великан не был подвергнут процессу ассимиляции и поэтому может рассматриваться как первичный. Его состав, как усредненный по нашим неопубликованным и литературным данным [6]: в вес. %: SiO<sub>2</sub> – 21.8, TiO<sub>2</sub> – 3.5, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4.0, FeO – 10.6, MnO – 0.19, MgO – 21.0, CaO – 17.2, Na<sub>2</sub>O – 0.24, K<sub>2</sub>O – 0.78, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.99, CO<sub>2</sub> – 12.6.

Автор признателен геологическому руководству АК «АЛРОСА» за многолетнее предоставление финансовой и технической помощи при проведении полевых работ, дирекции Института геохимии СО РАН, создавшей благоприятные условия для творческой работы. Все аналитические работы были проведены в ЦКП Института геохимии СО РАН.

- [1] Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350–371.
- [2] Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York: Springer, 1986. 442 p.
- [3] Pearson D.G., Woodhead J., Janney P.E. Kimberlites as geochemical probes of Earth's mantle // Elements. 2019. V. 15. № 6. P. 387–392.
- [4] Kostrovitsky S.I., Tappe S., Yakovlev D.A., Ivanov A.S., Spetsius Z.V., Ashchepkov I.V. The origin of lithospheric mantle heterogeneity beneath the Yakutian kimberlite province. 2022. (in press).
- [5] Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., et al. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 404. P. 283–295.
- [6] Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
- [7] Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Недра, 1976. 244 с.
- [8] Pokhilenko N.P., Agashev A.M., McDonald J.A. et al. Kimberlites of the Nakyn field, Siberia and the Snap lake/King lake dyke system, Slave craton, Canada: a new variety of kimberlite with a proposed ultradeep origin // 8<sup>th</sup> IGC, Victoria, Canada. Extended Abstracts. 2003. V. 8. doi:10.29173/ikc3102.
- [9] Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y. et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.



## УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ ГЛУБИННЫХ МАГМ В РАЙОНЕ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ, ИНДОНЕЗИЯ (ДАННЫЕ ПО СЕЙСМОТОМОГРАФИИ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ)

А.В. Котляров<sup>1</sup>, А.В. Яковлев<sup>2</sup>, Н.В. Дмитриева<sup>1</sup>, И.Ю. Сафонова<sup>1</sup>, В.А. Симонов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

По данным предыдущих исследователей, остров Сулавеси (Индонезия) не является океаническим, а представляет сложный коллаж разрозненных тектонических блоков, которые образовались вследствие взаимодействия в кайнозое четырех тектонических плит – Индо-Австралийской, Тихоокеанской, Филиппинской и Евразийской. Остров Сулавеси разделяется на молодую северную часть, известную многочисленными проявлениями современного вулканизма, и южную часть, построенную на более древнем метаморфизованном основании. Вулканические постройки северной части острова образованы над зоной субдукции Северный Сулавеси и формируют вулканическую дугу протяженностью около 400 км на океанической коре эоценового возраста [1, 2]. Наибольший интерес для выяснения особенностей магматических процессов под активными вулканами острова вызывают эффузивные комплексы северо-востока. Здесь на относительно ограниченном участке присутствует сложная ассоциация, представленная кальдерой Тондоно и типичными вулканами Сопутан и Локон [3].

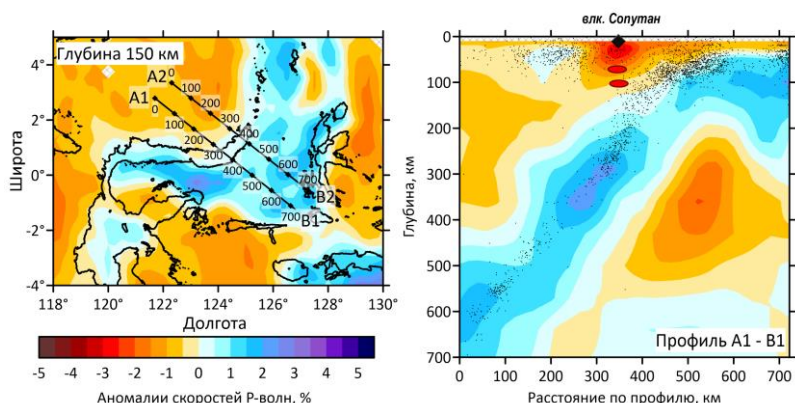
Расположение острова в зоне контакта литосферных плит определяет высокую сейсмическую активность региона. Для выяснения глубинного строения земной коры и мантии в районе северо-восточной части острова Сулавеси были использованы данные о многочисленных землетрясениях в изучаемой области, которые были зарегистрированы станциями мировой сети. На основании обработки данных глобального каталога Международного сейсмологического центра (ISC) с использованием алгоритма сейсмической томографии была получена модель неоднородностей скоростей Р-волн. При этом для выполнения томографической инверсии в данной работе мы применили подход, апробированный ранее для Арктического региона [4], а также зон субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами [5].

Р-Т-условия генерации первичных глубинных магм для острова Сулавеси были рассчитаны по методу [6]. Основой расчетов параметров глубинных магм с помощью этой методики служили главным образом данные по природным базальтовым стеклам, наиболее полно отвечающим составам существовавших расплавов. Стекла прогретых первичных включений играют такую же роль, соответствуя составам реальных расплавов, из которых рос минерал. В связи с этим подтверждается правомерность их использования для реконструкций условий глубинных источников магм. Подобные расчеты глубин магмогенерации для расплавов современных зон субдукции на основе данных по стеклам прогретых и закаленных включений были проведены нами ранее для магматических систем бассейна Вудларк [7] и Идзу-Бонинской островной дуги [8].

Полученная итоговая 3D модель верхнемантийных аномалий сейсмической скорости Р-волн под Сулавеси на рисунке представлена на срезе для глубины 150 км и при вертикальном сечении А1–В1, проходящем перпендикулярно удлинению северо-восточной части острова Сулавеси через вулкан Сопутан, для которого проделаны расчеты Р-Т-параметров магмогенерации.

На глубине 150 км мы видим четкое разделение литосферы к юго-западу от вулканической дуги с повышенной скоростью сейсмических волн и задуговую литосферу (Целебесское море), которая характеризуется пониженными скоростями. Граница между этими двумя зонами проходит под Северным Сулавеси, что можно объяснить различным строением этих частей. На сечении наблюдается четкое изображение зоны субдукции, верхняя граница которой маркируется гипоцентрами землетрясений. Под вулканом Сопутан погружающаяся плита имеет крутое падение под неизменным углом на всем своем протяжении, при этом слэб выражен достаточно четкой высокоскоростной аномалией Р-волн и в начале своего погружения в месте перегиба на





**Разрез глубинных структур в районе северо-восточной части о. Сулавеси (по данным сейсмотомографии).** Точки – гипоцентры землетрясений в пределах полосы не более 50 км от профиля. Овал – области магмогенерации по данным расчетного моделирования.

глубине 80 км сопровождается усилением сейсмичности. Таким образом, для дуги Северного Сулавеси мы четко прослеживаем погружающийся слэб вплоть до глубины 600–700 км. Повышенные значения скоростей Р-волн совпадают с распределением глубинной сейсмичности и могут считаться изображением зоны субдукции тихоокеанского типа.

При расчетах Р-Т-параметров глубинной генерации расплавов для острова Сулавеси по методу [6] использовались опубликованные данные о составе стекол расплавных включений в оливине из эффузивов вулкана Сопутан [9]. В результате расчетного моделирования было выяснено, что первичные мантийные расплавы вулкана Сопутан формировались на двух уровнях: 100–90 км (1550–1510 °С) и 80–60 км (1470–1415 °С). На рисунке эти интервалы располагаются на границах зон с гипоцентрами землетрясений. Верхняя область магмогенерации под вулканом Сопутан совпадает с положением максимума наиболее интенсивной отрицательной аномалии скоростей Р-волн.

В целом, установленные для острова Сулавеси глубины и температуры магмогенерации согласуются с полученными ранее данными по первичным расплавам примитивных островных дуг Тихого океана: Идзу-Бонинской [8] и Тонга [10].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, программы ФНИ FWZZ-2022-0017 и при поддержке РНФ, проект № 21-77-20022.

- [1] Advokaat E.L., Hall R., White L.T., Watkinson I.M., Rudyawan A., BouDagher-Fadel K. Miocene to recent extension in NW Sulawesi, Indonesia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. V. 147. P. 378–401.
- [2] Baillie P., Decker J. Enigmatic Sulawesi: the tectonic collage // *Berita Sedimentologi*. 2022. V. 48. P. 1–30.
- [3] Pallister K.J.S., Bina K.F.R., McCausland W., Carn S., Haerani N., Griswold J., Keeler R. Recent explosive eruptions and volcano hazards at Sopotan volcano – a basalt stratovolcano in north Sulawesi, Indonesia // *Bulletin Volcanology*. 2012. V. 74. P. 1581–1609.
- [4] Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.
- [5] Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.
- [6] Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100. № B7. P. 10057–10076.
- [7] Симонов В.А., Котляров А.В., Яковлев А.В. Плюмовый магматизм в современных и древних задуговых бассейнах // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 243–245.
- [8] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.
- [9] Kunrat S.L. Sopotan volcano, Indonesia: petrological systematics of volatiles and magmas and their bearing on explosive eruptions of a basalt volcano. *Dissertations and Theses*. 2017. 119 p.
- [10] Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1997. 50 с.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕВЕНДСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев<sup>1,2</sup>, Б.Г. Покровский<sup>3</sup>, В.В. Марусин<sup>1,2</sup>, Н.В. Быкова<sup>1,2</sup>, Н.А. Иванова<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, kochnevbb@ipgg.sbras.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

<sup>3</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>4</sup> Новосибирск, АО «СНИИГГиМС»

Нижний венд на северо-западной окраине Сибирской платформы представлен преимущественно карбонатной чернореченской свитой, распространенной в пределах Игарского поднятия и залегающей со структурным несогласием на различных уровнях подстилающих отложений. Возраст свиты, помимо ее структурного положения, обосновывается минимальным возрастом обломочных цирконов –  $716 \pm 10$  млн лет – из подстилающих песчаников губинской свиты, изотопным составом стронция, а также непосредственной датировкой Pb-Pb методом из известняков  $610 \pm 50$  млн лет [2]. Характерной особенностью чернореченской свиты является наличие высокоамплитудной положительной аномалии  $\delta^{13}\text{C}$ , охватывающей свыше 500 м разреза и не имеющей аналогов в других разрезах запада Сибирской платформы [1]. Отложения свиты преимущественно формировались в условиях относительно мелководного пологого шельфа (карбонатного рампа) при значительных вариациях глубины и гидродинамических условий.

Для выяснения возможной природы этой изотопной аномалии было проведено развернутое изучение химического состава карбонатной фракции 20 образцов чернореченских известняков из стратотипического разреза, а также изучение содержания и изотопного состава углерода рассеянного органического вещества ( $\text{C}_{\text{орг}}$ ). Пробоподготовка для химического анализа включала ступенчатое растворение образцов карбонатной породы с целью предварительного удаления наиболее легко растворимых, в т.ч. раннедиагенетических фаз карбоната, согласно методике, описанной в [4]. Определение содержаний малых элементов в растворе проводилось методом ICP-MS в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Определение содержаний и изотопного состава  $\text{C}_{\text{орг}}$  проводилось в АО «СНИИГГиМС» (г. Новосибирск).

Несмотря на использование щадящей методики выщелачивания, призванной минимизировать загрязнение раствора примесью из некарбонатной фракции, концентрации крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Cs, Ba), а также Si, Ti, Al, Na, Y, Zr, Nb, Hf, и Th колеблются в значительных (до трех порядков и более) пределах и в целом положительно коррелируют с содержаниями нерастворимого остатка. Для этих же интервалов разреза характерны повышенные содержания таких металлов, как Cr, Co, Cu, Zn, Cd и Pb, а также редкоземельных элементов (РЗЭ) в тех случаях, когда их концентрации выше порога обнаружения. Вероятно, это связано с тем, что обмен этими элементами между карбонатной и обломочной фракцией происходил еще в нелифитифицированном осадке. Уровни с повышенными концентрациями указанных элементов могут свидетельствовать об аноксических условиях при накоплении отдельных интервалов разреза чернореченской свиты, располагающихся в ее средней и верхней части, как это предполагается в [4]. Они чередуются с интервалами, где, помимо снижения концентраций указанных элементов, наблюдается рост содержаний P, U и V. Вероятно, эти части разреза, в которых преобладают относительно чистые известняки, соответствуют периодам повышенной биопродуктивности и указывают на обстановки с более высоким содержанием кислорода в морской воде. Нормированные на PAAS спектры распределений РЗЭ для семи образцов не обнаруживают значительного фракционирования между легкими и тяжелыми лантаноидами, что также можно интерпретировать как контаминацию их в карбонатное вещество из обломочной фракции.

При геохимическом изучении было выявлено значительное – до одного порядка и более – расхождение содержаний Fe и Mn, определенных различными методами (AES и ICP-MS), что, как предполагается, связано с особенностями пробоподготовки. Отношение этих элементов к

стронцию, в частности, используется как индикатор постседиментационных изменений породы для оценки сохранности изотопных систем. Предположительно, при использовании более концентрированного раствора кислоты происходит растворение не только карбонатной фракции, но и сульфидов, оксидов и гидроксидов, а также некоторых других минералов Fe, поэтому отношение Fe/Sr следует использовать с учетом этого фактора.

Содержание органического углерода в породах чернореченской свиты относительно невысокое и не превышает 0.10...0.26 %. Значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  в породах чернореченской свиты испытывают рост от  $-30...-29$  ‰ до  $-26...-25$  ‰ в том же стратиграфическом интервале, в котором возрастают значения  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах. Возрастание значений  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатного и органического углерода, в свою очередь, происходит независимо ни от реконструируемых окислительно-восстановительных условий, ни от обстановок осадконакопления. Это указывает на глобальный дефицит изотопа  $^{12}\text{C}$  в палеосреде, что может быть связано с захоронением больших объемов неокисленной органики либо с накоплением биогенных метангидратов в осадках [3]. Таким образом, положительная С-изотопная аномалия чернореченской свиты может быть использована для региональных и глобальных корреляций.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант 20-05-00101.

- [1] Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Марусин В.В. С-изотопная хемотратиграфия чернореченской свиты докембрия Игарского поднятия, северо-запад Сибирской платформы // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов: Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. М.: ГЕОС, 2020. С. 103–107.
- [2] Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Марусин В.В., Прияткина Н.С. Поздний докембрий Игарского поднятия (северо-запад Сибирской платформы): новые петрохимические, Sr-изотопные и геохронологические данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 19. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 121–122.
- [3] Покровский Б.Г., Петров П.Ю. С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнетайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112.
- [4] Paula-Santos G.M., Caetano-Filho S., Enzweiler J. et al. Rare earth elements in terminal Ediacaran Bambui Group carbonate rocks (Brazil): evidence for high seawater alkalinity during rise of early animals // Precambrian Research. 2020. V. 336. 105506.



## ПРИРОДА И ВОЗРАСТ КСЕНОЛИТОВ ОСТРОВА ЛАНСАРОТЕ (КАНАРСКИЙ АРХИПЕЛАГ)

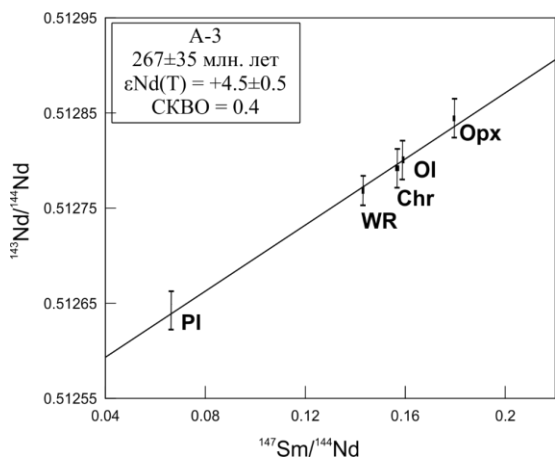
В.А. Крылова, И.Ф. Гертнер

Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет,  
krylova.vera1994@yandex.ru, labspm@ggf.tsu.ru

Вулканисты Канарских островов практически всегда содержат ксенолиты ультраосновных пород. Важным аспектом их генезиса является определение возраста образования. В ходе изучения ксенолитов из базальтов острова Лансароте ранее были предложены различные модели источников магматизма региона. Так, в работе [3] на основе He-Ag и Sr-Nd систематики ксенолитов из базальтов сделан вывод о смешении двух источников – срединно-океанического и астеносферного и об отсутствии каких-либо признаков мантийного плюма. Другие исследователи [1, 2] связывают образование всего многообразия вулканических пород с плавлением литологически неоднородного мантийного источника под воздействием флюида или расплава в поднимающемся мантийном плюме. При этом рядом авторов [7] отмечается наличие свидетельств смешения мантийного и корового компонента, что косвенно подтверждается присутствием ксенолитов габброидов и даже габбро-диоритов в вулканистах островов Ла Пальма и Лансароте [5]. Полученные нами изотопно-геохимические и геохронологические данные позволяют продолжить дискуссию о происхождении ксенолитов в вулканистах Канарского архипелага и расширить представления о временных рубежах раскрытия Атлантического океана.

По результатам Sm-Nd изотопных исследований минералов и валового состава ксенолита была получена достаточно корректная изохрона, отвечающая возрасту  $267 \pm 35$  млн лет с СКВО=0.4 (рисунок, таблица). С одной стороны, данная датировка не вписывается в существующие представления о временных рубежах раскрытия Атлантического океана. Однако существуют свидетельства того, что на окраине Африканского континента в интервале 330–300 млн лет проявился базальтовый магматизм, продукты которого по геохимическим параметрам отвечают породам, образованным в условиях внутриплитной геодинамической обстановки [4]. Учитывая то, что данные интрузивы перекрываются более молодыми отложениями, датированными в районе 200 млн лет, можно предполагать возраст формирования данных базальтов, достаточно близкий возрастным характеристикам изученного нами ксенолита. Вполне вероятно, что это событие могло быть начальным этапом раскрытия одного из фрагментов Атлантического океана.

Геохимические параметры данных пород во многом отвечают мантийным субстратам. Однако, учитывая присутствие в составе ультрамафитовых ксенолитов основного плагиоклаза, можно предложить две модели их происхождения. Первая отвечает варианту «андерплейтинга» с вероятным взаимодействием мантийного плюма с веществом нижней коры. Вторая предполагает их формирование в глубинной магматической камере [8].



Изохрона ксенолита перидотита из вулканистов острова Лансароте.

Ol – оливин, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Chr – хромшпинелид, WR – валовый состав породы.

**Изотопные характеристики ксенолита перидотита из вулканитов острова Лансароте (образец А-3)**

Образец	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T <sub>DM</sub> , млн лет	ε <sub>Nd</sub> (T)
	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd		
A-3 WR	0.690	2.920	0.1431	0.512768±9	430	+4.5
A-3 PI	0.014	0.123	0.0660	0.512641±21		
A-3 OI	0.055	0.210	0.1588	0.512801±19		
A-3 Px	0.024	0.072	0.1795	0.512844±22		
A-3 Chr	5.980	15.28	0.1566	0.5127920±20		

П р и м е ч а н и е. Среднее значение отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512090±13 (N=9). Ошибка в <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd отношениях составляет 0.4 % (2σ) – среднее значение из семи измерений в стандарте BCR-2 [9]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – до 0.005 %. При расчете изохрон использовались реальные ошибки измерения изотопного состава Nd, но не ниже уровня воспроизводимости измерения изотопного состава Nd (0.004 %). Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm – 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd 0.5 % для минералов с низким содержанием (доли ppm) – до ±10 %. Изотопные отношения были нормализованы по отношению <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219, а затем пересчитаны на отношение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте JNdi-1=0.512115 [6].

- [1] De Ignacio C., Munoz M., Sagredo J., Fernandez-Santin S., Johansson A. Isotope geochemistry and FOZO mantle component of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventure, Canary island, Spain // *Chemical geology*. 2006. V. 232. P. 99–113. doi:10.1016/J.CHEMGEO.2006.02.009.
- [2] Gómez-Ulla A., Sigmarsson O., Gudfinnsson G.H. Trace element systematics of olivine from historical eruptions of Lanzarote, Canary Islands: constraints on mantle and melting mode // *Chemical geology*. 2017. V. 449. P. 98–111. doi:10.1016/j.chemgeo.2016.11.021.
- [3] Grachev A.F. MORB-like mantle beneath Lanzarote island, Canary Islands // *Russian Journal of Earth Science*. 2012. V. 12. ES3004. doi:10.2205/2012ES000515.
- [4] Mezougane H., Aissa M., Essalhi M., Moussaid A., Souiri M., Touil A., Bilal E., Souiah M. New petrogeochemical data on carboniferous mafic rocks in the Achemmach area (NW, Fourhal basin, Moroccan Central massif) // *Minerals*. 2022. V. 12. № 5. 622. doi:10.3390/min12050622.
- [5] Neumann E.R., Sorensen V.B., Johnsen K. Gabbroic xenolites from La Palma, Tenerife and Lanzarote, Canary island: evidence for reactions between mafic alkaline Canary Islands melts and old oceanic crust // *Journal of geochemistry and geothermal research*. 2000. V. 103. № 313–342. doi:10.1016/S0377-0273(00)00229-8.
- [6] Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y. et al. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chemical Geology*. 2000. V. 168. P. 279–281. doi:10.1016/S0009-2541(00)00198-4.
- [7] Thirlwall M.F., Jenkins C., Virson P.Z., Mathey D.P. Crustal interaction during construction of ocean islands: Pb-Sr-Nd-O isotope geochemistry of shield basalts of Gran Canaria, Canary Islands // *Chemical Geology*. 1997. V. 135. P. 233–262. doi:10.1016/S0009-2541(96)00118-0.
- [8] Крылова В.А., Гутиеррес-Алонсо Г., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С. Петроструктурные и геохимические особенности ультрамафитов на примере реститовых метаморфитов Кузнецкого Алатау (Западная Сибирь), оливиновых кумулатов Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье) и их аналогов из ксенолитов ультрабазитов Канарского архипелага (Испания) // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2021. Т. 66. № 4. С. 706–722.
- [9] Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and Eight MPI-DING reference glasses // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2003. V. 27. № 2. P. 173–179. doi:10.1111/j.1751-908X.2003.tb00644.x.



## ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ДЛЯ ПЕСЧАНИКОВ СРЕДНЕОРДОВИКСКОЙ БАЙКИТСКОЙ СВИТЫ (БАЙКИТСКИЕ ПЕСЧАНИКИ) НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ПОДКАМЕННАЯ ТУНГУСКА (БАЙКИТСКАЯ АНТЕКЛИЗА)

Н.Б. Кузнецов<sup>1,2</sup>, Б.Г. Покровский<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>3</sup>, А.В. Страшко<sup>1</sup>, А.С. Новикова<sup>1</sup>,  
А.С. Дубенский<sup>1,4</sup>, К.Г. Ерофеева<sup>1</sup>, В.С. Шешуков<sup>1</sup>, А.В. Дронов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, kouzniebor@mail.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

<sup>4</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В бассейне нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска широко развиты ордовикские стратифицированные образования, расчлененные на пролетарскую, малочернореченскую, устьрыбинскую, байкитскую, устьстолбовую, мангазейскую, долборскую свиты [2]. Объект нашего исследования – существенно кварцевые песчаники среднеордовикской байкитской свиты. Байкитская свита сложена в основном светлыми, светло-серыми до желтовато-серых, иногда бурыми или красноцветными, от мелко- до крупнозернистых, часто массивными, местами горизонтально-крупноволнисто-слоистыми песчаниками. Байкитские песчаники несут следы биотурбации, а иногда существенно биотурбированы. Кроме песчаников, в разрезе байкитской свиты в подчиненном количестве участвуют гравелиты и конгломераты, а также песчаные известняки (известковистые песчаники). Мощность байкитской свиты варьируется в широких пределах (от 5 до 80 м). Местами байкитская свита залегает согласно на подстилающих образованиях верхов нижнего ордовика, а местами – с четким стратиграфическим и слабовыраженным угловым несогласием перекрывает более низкие стратиграфические уровни нижнего ордовика или даже верхнекембрийскую эвенкийскую свиту.

Для решения вопроса о происхождении обломочного материала, слагающего байкитские песчаники, на правом берегу р. Подкаменная Тунгуска, в 26 км от кордона Столбовой (в устье р. Столбовой) и в 650 м ниже установленного на левом берегу р. Подкаменная Тунгуска километрового знака «125», в обширном обнажении полого залегающих красноцветных, местами биотурбированных кварцевых песчаников (иногда гравелистых) с линзами, обогащенными «окатышами» сургучных алевро-аргиллитов и маломощными пластами светлых известковистых песчаников, в точке с координатами N 61°52'50.797"; E 91°24'10.282" отобраны пробы К20-032-1 (красные песчаники) и К20-032-2 (светлые известковистые песчаники) весом ~1.0 кг каждая. Методика обработки проб, подготовки зерен обломочного циркона (dZr) для изотопного анализа и обработки полученных результатов описана в работе [3].

Для характеристики степени дискордантности полученных анализов использованы величины дискордантности D1 и D2, показывающие расхождения датировок, вычисленных по разным изотопным парам.

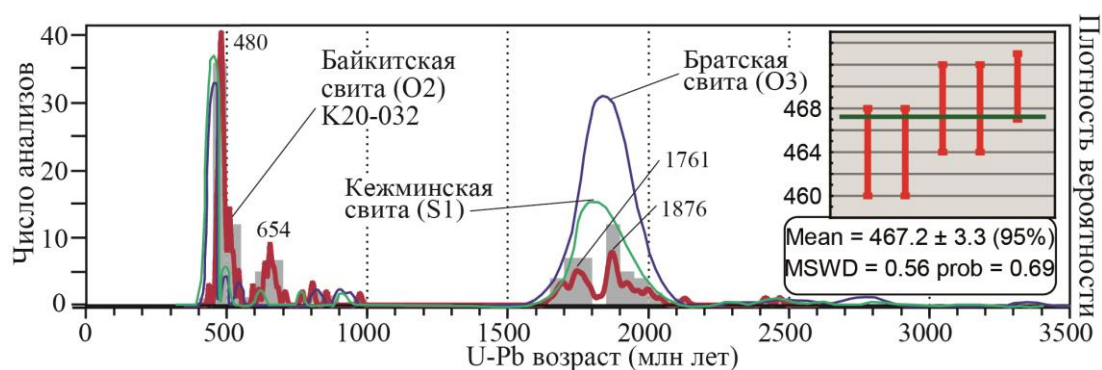
$$D1=100 \% \cdot [\text{возраст } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U})/\text{возраст } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U})-1],$$

$$D2=100 \% \cdot [\text{возраст } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})/\text{возраст } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U})-1].$$

Вычисление возраста древнее 1 млрд лет проведено по отношению  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ , вычисление возраста моложе 1 млрд лет – по  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ .

Всего изучено 77 dZr из пробы К20-032-1 и 73 dZr из пробы К20-032-2. Большинство изученных dZr зерен округлые (окатанные). Во многих зернах видны инородные включения, трещины и дефекты поверхности. Часть анализов показала высокую дискордантность. Только 59 анализов в пробе К20-032-1 и 60 анализов в пробе К20-032-2 удовлетворили критериям  $-5 \% < D1$  и  $D2 < +10 \%$ . Лишь эти анализы использованы для построения гистограмм и кривых плотности вероятности (КПВ).

Возрастные наборы, полученные по обоим пробам, визуально схожи. Тест Колмогорова-Смирнова показал коэффициент 0.189, превосходящий пороговую величину 0.05, поэтому возрастные наборы объединены в один. В нем датировки образуют две группы – ранний палеозой – неопротерозой (460–1000 млн лет) и палеопротерозой (1650–2450 млн лет). Частотные пики на **КПВ**, поддержанные более чем пятью датировками, – 480, 654, 1761 и 1876 млн лет (рисунок).



**Результаты U-Pb датирования зерен** детритового циркона из байkitских песчаников (гистограмма и **КПВ**, настоящая работа) и из обломочных пород братской и кежминской свит (**КПВ**) (по [1]). На врезке – определение максимального седиментационного возраста байkitских песчаников (средневзвешенное значение пяти наиболее молодых датировок).

Для ограничения седиментационного возраста байkitских песчаников использованы лишь возрастные оценки с  $D$  меньше 1 %. Ряд средневзвешенных значений возраста по наиболее молодым датировкам: по трем –  $465.3 \pm 4.5$ , по четырем –  $466.0 \pm 3.9$ , по пяти –  $467.2 \pm 3.3$  и по шести –  $468.4 \pm 2.9$  млн лет. За оптимальное значение принята величина, полученная по пяти датировкам, которые «перекрываются» в пределах  $\pm 1\sigma$ , т.е. образуют когерентную группу (рисунок, врезка справа) со средневзвешенным возрастом, соответствующим рубежу дапинского и дарривильского веков среднего ордовика.

Сопоставление **КПВ** U-Pb-изотопных возрастов  $dZr$  из байkitских песчаников с аналогичными данными [1] по ордовикским (братская свита) и силурийским (кежемская свита) породам юга Сибирской платформы показало их высокое сходство. В наборах  $dZr$  всех трех свит доминируют зерна циркона, сгенерированные во время двух крупных коллизионных эпизодов: (1) палеопротерозойское ассамблирование архейских протократонов в Сибирский палеоконтинент (Сибирский кратон) и (2) финальные стадии ранних эпизодов закрытия Палеоазиатского океана в конце неопротерозоя – раннем палеозое, когда к южной окраине Сибирского континента были причленены террейны различной природы, что положило начало развитию одного из крупнейших горно-складчатых сооружений мира – Центрально-Азиатского складчатого пояса. Такой провененас-сигнал соответствует общему направлению седиментационного потока в южной части Сибирской платформы в раннем палеозое от ее южного края во внутренние районы [1].

Исследования проведены по темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН. U-Pb изотопные анализы выполнены за счет гранта РФ 20-17-00198 (рук. А.В. Дронов), обработка и интерпретация аналитических результатов выполнены в ходе исследований по гранту МОН РФ (мегагрант 075-15-2022-1100 «Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов»).

- [1] Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мотова З.Л., Хубанов В.Б. U-Pb-возраст детритового циркона из палеозойских осадочных толщ юго-запада Сибирской платформы: свидетельство палеопротерозойского и раннепалеозойского орогенных событий // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 18–23.
- [2] Kanygin A.V., Dronov A.V., Gonta T.V., Timokhin A.V., Maslova O.A. Ordovician of the Tungus basin (Siberian platform). Field excursion guidebook. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2019. 62 p.
- [3] Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskii D.V., Kuznetsov N.B., Kolesnikova A.A., Dubenskii A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M. Upper Triassic sequences of the Crimean Mountains: first results of U-Pb dating of detrital zircons // Moscow University Geology Bulletin. 2020. V. 75. № 3. P. 220–236.





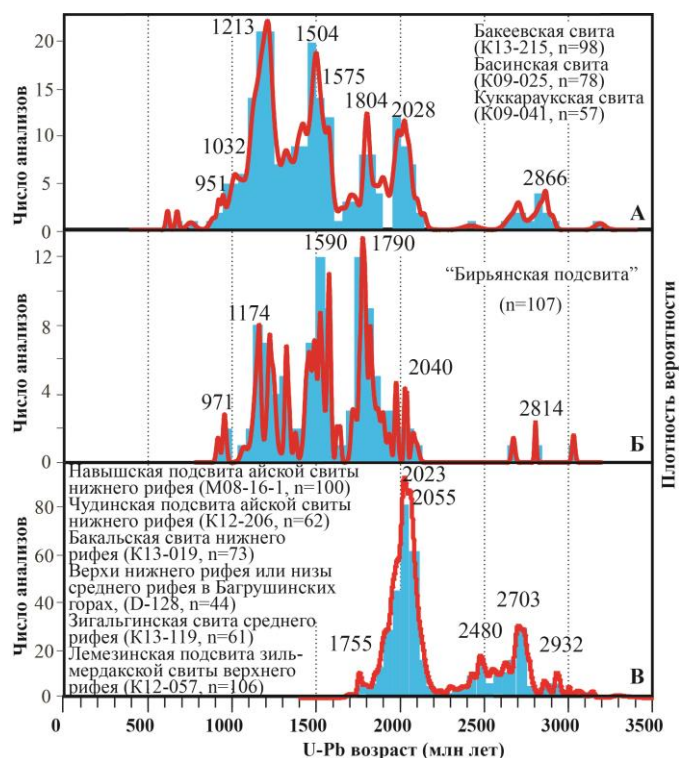
## ARUMBERIA BANKSI И «АШИНСКОЕ» РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТОВ ЦИРКОНА В ПЕСЧАНИКАХ «БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ» ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ СВОДНОГО ТИПОВОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ – УКАЗАНИЯ НА ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ ВОЗРАСТ «БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ» И ЕЕ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ АШИНСКОЙ СЕРИИ

Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, kouznicbor@mail.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

Верхний докембрий Башкирского поднятия в западной части Южного Урала представлен типовыми разрезами рифея и залегающей на них с географическим несогласием верхневендской (верхневендско-нижнекембрийской) ашинской серией, расчлененной на ряд последовательных (снизу вверх) литостратиграфических подразделений – бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты. В породах разных стратиграфических уровней ашинской серии известны сборы вендских (эдиакарских) макрофоссилий [6], в разрезах басинской и зиганской свит обнаружены слои апалепловых глин (разложившихся вулканических туфов) с магматогенным цирконом, изотопный возраст которого определен в интервале  $578 \pm 7$ – $566 \pm 5$  млн лет [4, 5]. Для песчаников из бакеевской, басинской и куккараукской свит получены распределения U-Pb возрастов зерен детритового циркона (dZr). При этом установлено, что более трех четвертей всех изученных dZr из песчаников ашинской серии имеют мезопротерозойский возраст (рисунок, А) [1].



Сопоставление результатов U-Pb датирования зерен детритового циркона из песчаников бирьянской свиты (график Б, источник данных – [3]) с аналогичными суммарными данными по песчаникам ашинской серии (А) и подразделений рифея (В).



Рифейская супергруппа подразделена на три серии – бурзянскую, юрматинскую и каратавскую, шире известные как нижний, средний и верхний рифей. На нескольких уровнях разреза рифея работами В.Н. Сергеева описаны рифейские микрофоссилии. Залегающие близко к основанию разреза бурзянской серии вулканиты навышского комплекса имеют датировку около 1.75 млрд лет [7], что соответствует нижней возрастной границе рифея. Возрастные рубежи границ нижнего и среднего, а также среднего и верхнего рифея определены менее надежно. Для песчаников нескольких стратиграфических уровней бурзянской серии (айская, навышская, бакальская свиты), а также для песчаников зигальгинской свиты и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, залегающих, соответственно, в основании разреза юрматиния и каратавия, определены распределения возрастов зерен детритового циркона. При этом в песчаниках всех изученных толщ рифея выявлены только(!) раннедокембрийские  $dZr$ , с возрастом древнее ~1.76 млрд лет (рисунок, В) [8, 9], что резко отличает возрастные наборы  $dZr$  из песчаников рифея и ашинской серии.

В строении зильмердакской свиты, начинающей разрез каратавия, выделено несколько типов разреза: 1) преимущественно красноцветные аркозовые песчаники и алевроаргиллиты; 2) чередование в нижней части разреза бурых алевролитов и алевропесчаников, в средней части – светлых кварцевых песчаников и в верхней части – зелено-серых и серых алевроаргиллитов и аргиллитов; 3) светлые слоистые кварцевые песчаники; 4) переслаивание пачек красноцветных песчаников, алевролитов и алевролитов. Некоторые исследователи интерпретируют эти типы разреза как фаціальную изменчивость зильмердакской свиты. Однако шире распространена точка зрения, в соответствии с которой это последовательные (снизу вверх) стратиграфические подразделения, выделяемые традиционно как бирьянская, нугушская, лемезинская и бедерышская подсвиты соответственно.

В красноцветных терригенных породах бирьянской подсвиты ранее были обнаружены объемные слепки арумбериоморф [2]. Судя по приведенным в этой работе иллюстрациям, это *Arumberia banksi* (Glaessner, Walter, 1975), т.е. фоссилии, типичные для пограничных уровней венда (эдиакария) и кембрия, время существования которых ограничено интервалом 560–520 млн лет [7]. Сопоставление распределений возрастов  $dZr$  из бирьянских песчаников (рисунок, В) с аналогичными данными по ашинской серии и рифею указывает на сходство спектров возрастов  $dZr$  из бирьянских песчаников и из песчаников вендской ашинской серии. Все это указывает на ошибочность отнесения бирьянской подсвиты (бирьянского типа разреза) к серии каратавия, т.е. к низам верхнего рифея и на необходимость пересмотра стратиграфического положения бирьянской подсвиты (бирьянского типа разреза) и отнесение его к ашинской серии верхнего венда.

Для надежного обоснования этого вывода следует провести целенаправленные поиски в «бирьянском» разрезе слоев апапелловых глин, установленных сейчас во многих разрезах басинской и зиганской свит, с целью выделения из этих глин кристаллов магматогенного циркона и их изотопного датирования.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 21-77-10106).

- [1] Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацлло А.В. и др. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии ("Australia Upside Down conception") // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77.
- [2] Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю. Прimitивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты Южного Урала (текстуальный и литогеохимический аспекты) // Литосфера. 2013. № 2. С. 45–64.
- [3] Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А. и др. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // ДАН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.
- [4] Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U-Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // ДАН. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.
- [5] Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А. и др. Вулканические туфы в разрезах ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале и их возраст: результаты U-Th-Pb (SIMS) датирования аксессуарного циркона // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. СПб: ВСЕГЕИ, 2022. С. 125–126.
- [6] Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E. et al. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Research. 2015. V. 263. P. 59–78.
- [7] Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I. et al., Zirconology of Navysh volcanic rocks of the Ai Suite and the problem of the age of the Lower Riphean boundary in the Southern Urals // Doklady Earth Sciences. 2013. V. 448. № 2. P. 185–190.

- [8] *McMahon W.J., Davies N.S., Liu A.G., Went D.J.* Enigma variations: characteristics and likely origin of the problematic surface texture Arumberia, as recognized from an exceptional bedding plane exposure and the global record // *Geological Magazine*. 2022. V. 159. № 1. P. 1–20.
- [9] *Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A.* et al. Paleotectonic and paleogeographic conditions for the accumulation of the Lower Riphean Ai Formation in the Bashkir Uplift (Southern Urals): The TerraneChrono® Detrital zircon study // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. V. 9. № 1. P. 1–37.



## ПОИСКИ ТЕРРЕЙНА, СТОЛКНУВШЕГОСЯ С ЕНИСЕЙСКОЙ ОКРАИНОЙ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В КОНЦЕ НЕОПРОТЕРОЗОЯ. 1. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ «ОСТРОВОДУЖНОГО» ПОРОЖНИНСКОГО ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Б. Кузьмичев<sup>1</sup>, М.К. Данукалова<sup>1</sup>, Е.Ф. Бабицкий<sup>1</sup>, А.В. Сомсикова<sup>1</sup>,  
В.Б. Хубанов<sup>2</sup>, Н.В. Брянский<sup>3</sup>, А.С. Дубенский<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, [nsi.kuzmich@yandex.ru](mailto:nsi.kuzmich@yandex.ru)

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Формирование структуры Енисейского кряжа в целом завершилось к концу неопротерозоя, что выразилось в финальном орогенезе и заложении син- и посторогенных прогибов. Активные тектонические процессы здесь прекратились и, вероятно, переместились далеко к западу (современные координаты), в сторону недоступных для прямого изучения пространств Западно-Сибирской плиты. Предполагается, что причиной орогенеза явилось коллизионное событие на западной окраине Сибирского палеоконтинента. Очевидно, что следы террейна, столкнувшегося с Сибирью, необходимо искать в самой западной зоне Енисейского кряжа, максимально удаленной от его кратонной части.

Северо-западная часть Енисейского кряжа отличается присутствием пород океанической литосферы и описывается как Исаковский домен (террейн). Западную часть этого домена предлагается именовать Киселихинским поясом. Опубликовано крайне мало сведений о геологии пояса. Единственная короткая публикация посвящена гранитам Порожнинского массива, расположенного на западном краю пояса. Породы массива охарактеризованы как островодужные плагиограниты с возрастом 700 млн лет, внедренные в островодужные вулканиты базальт-андезит-дацит-риолитовой серии [1]. Таким образом, Порожнинский массив приобрел статус референсного объекта, данные о возрасте и геодинамической природе которого положены в основу островодужной интерпретации северо-западного блока Енисейского кряжа. Идея о том, что коллизия именно этой дуги с Сибирью и послужила причиной орогенеза, финального в геологической истории кряжа, выглядит вполне логичной и привлекательной. Однако она основана на неполных и не вполне надежных данных, которые нуждаются в корректировке и дополнении. В 2021 г. мы более тщательно изучили этот район. В докладе приводится информация о результатах проведенного исследования в части, касающейся гранитов Порожнинского массива.

Граниты обнажаются в узкой полосе вдоль правого берега Енисея. Общая длина выходов собственно Порожнинского массива около 3 км при максимальной ширине вдоль р. Порожной 1.1 км. Севернее, в 7 и в 8.5 км от устья р. Порожной, расположено еще два локальных выхода гранитоидов. Можно предполагать, что в современном эрозионном срезе вскрыт лишь незначительный фрагмент области распространения гранитных интрузий и что в палеоструктуре эта область была более широкой и протяженной. Граниты фрагментированы и вместе с серпентинитами, metabазитами и метаосадочными породами включены в серию тектонических чешуй ССЗ простираения и ЗЮЗ вергентности. Гранитоиды подверглись интенсивному катаклазу, милонитизации, метаморфизму повышенных давлений и диафторезу, обычно с полной утратой первичных текстур и минерального состава. В большинстве случаев они превращены в полевошпат-кварц-мусковитовые чешуйчатые кристаллические сланцы, природа протолита которых при полевых наблюдениях неочевидна, и часто неочевидна даже при микроскопическом изучении шлифов.

Как можно судить по локальным фрагментам, сохранившим реликты первичных текстур, и по химическому составу, основу комплекса первоначально слагали порфириновые лейкограниты с крупными (до нескольких сантиметров) выделениями ортоклаза. Такая разновидность верхнекоровых гранитов наиболее широко распространена в складчатых поясах и считается типичной для позднеорогенной и посторогенной обстановки. Все породы демонстрируют резко

выраженный пералюминиевый состав ( $ASI=1.15-1.45$ ), что обычно интерпретируется как указание на метаосадочную природу протолита. В локальных северных выходах предполагается также присутствие малых интрузий или экструзии аналогичного химизма. В районе устья р. Порожной апогранитные мусковитовые сланцы содержат редкие будинки массивных мелкокристаллических существенно кварцевых бесслюдистых пород, по химизму соответствующих пералюминиевым трондьемитам ( $SiO_2=78\%$ ,  $Na_2O=5-6\%$ ). Ассоциация этих экзотических пород с обычными калиевыми гранитами кажется странной, но, как оказалось, такие трондьемиты также могут быть также выплавлены из метапелита в поле устойчивости мусковита при участии водного флюида [2]. Третья разновидность, найденная только на одном участке, представлена сиенитом.

Циркон выделен из пяти образцов, максимально разнесенных по площади и включающих разные типы гранитоидов. Во всех образцах циркон обнаруживает сходные черты: он пронизан трещинами (расслоен вдоль осцилляционной зональности) и переполнен игольчатыми или волосяными кристалликами апатита. В шайбу выкладывалось от 100 до 200 визуально наиболее чистых кристаллов, что теоретически позволяло выбрать подходящие для анализа участки и обнаружить ядра для характеристики источника. Изучение под микроскопом показало, что идеально чистые кристаллы в использованных размерных классах отсутствуют. Материал непригоден для TIMS датирования и малопригоден для лазерной абляции. Так как проанализировать цирконы SHRIMP техникой возможности не было, мы датировали их методом лазерной абляции (50–65 спотов для каждого образца).

В процессе изотопного анализа выяснилось, что, несмотря на предварительную разметку, большая часть анализов демонстрирует присутствие обыкновенного свинца, что может сочетаться и с потерями свинца. Интегрировались только конкордантные участки анализа (при наличии таковых). Итоговые единичные конкордантные значения в количестве от 13 до 46 на образец неравномерно распределены в интервале 700–790 млн лет. В каждом из образцов преобладающая часть конкордантных анализов образует компактный кластер с возрастом от  $730\pm 2$  до  $739\pm 3$  млн лет. Для двух образцов, в которых анализы с обыкновенным свинцом демонстрировали линейный тренд, построена также дискордия в координатах Тера-Вассербурга, подтверждающая возраст конкордантного кластера. В двух образцах выделяются и более древние кластеры с возрастом 761 и 779 млн лет. Сходный возраст имеют пики на KDE графиках. Присутствие предполагавшихся ранее гранитных фаз, внедрившихся 700 млн лет назад, не выявлено. Обстоятельства сложились так, что возраст этого комплекса определялся в трех разных ICPMS изотопных лабораториях (Иркутск, Улан-Удэ, Москва), и итоговые результаты, полученные для пяти образцов, мы расцениваем как воспроизводимые и достоверные.

Граниты локализованы в кварц-альбит-хлорит-мусковитовых сланцах. Ранее предполагалось, что их протолитом являются островодужные вулканы и вулканогенно-осадочные породы пестрого состава от базальтов до риолитов. Мы выделили циркон из нескольких образцов таких пород, который оказался детритовым по происхождению. Часть популяций циркона могла быть получена при размыве раннеопротерозойских гранитоидов и более древних комплексов, обнаженных ныне в осевой зоне Енисейского кряжа, но есть и экзотические популяции. Популяций цирконов, которые можно было бы связать с синхронным вулканизмом, не выявлено.

Полученные данные плохо согласуются с островодужной интерпретацией Киселихинского пояса. Пералюминиевые порфиридные граниты главной фазы Порожнинского комплекса (S-граниты) более типичны для синорогенных или посторогенных геодинамических обстановок. Это предполагает присутствие дополнительного позднеопротерозойского этапа орогенеза в Киселихинском поясе, который начался 760–780 млн лет назад (древний кластер цирконов) и завершился к 730 млн лет. Так как граниты, в свою очередь, метаморфизованы, милонитизированы и включены в серию тектонических чешуй, надвинутых с востока на запад совместно с породами океанической литосферы, они характеризуют не самый последний этап орогенеза в пределах Енисейского кряжа. К октябрю в нашем распоряжении будут данные о микроэлементном составе гранитоидов и их Nd изотопных характеристиках. Это, возможно, поможет сделать более определенные выводы о том, в какой геодинамической обстановке эволюционировал во второй половине неопротерозоя самый западный блок Енисейского кряжа.

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

[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 // ДАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.

- [2] *Fianacca P., Basel M.A.S., Cirrincione R., Pezzino A., Russo D.* Water-assisted production of late-orogenic trondhjemites at magmatic and subsolidus conditions // *Post-Archean granitic rocks: petrogenetic processes and tectonic environments* / Eds. V. Janoušek, B. Bonin, W.J. Collins, F. Farina, P. Bowden. Geological Society, London, Special Publications. 2020.V. 491. P. 147–178.



## СТАНОВОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС): ВОЗРАСТ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ИСТОЧНИКИ

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

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, larin7250@mail.ru

Становой вулканоплутонический пояс (СВПП) является крупной тектонической структурой, локализованной в северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он протягивается от Тихого океана в глубь Северо-Азиатского континента параллельно Монголо-Охотскому сутурному шву более чем на 1000 км и сшивает тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (ДСС и ЗСС). Формирование СВПП происходило в интервале 168–101 млн лет [1–3 и др.]. Характерной особенностью СВПП является явно выраженная асимметричная латеральная зональность по простиранию пояса и по возрасту, по составу магматических пород, вероятно, обусловленная как изменениями геодинамических обстановок формирования, так и изменениями характера источников. В направлении с востока на запад возраст пород возрастает от 117–101 до 168–138 млн лет. В этом же направлении закономерно изменяется и состав магматических пород. Наблюдается общее увеличение их щелочности и усиление роли калия в балансе щелочей. Известково-щелочные породы нормального ряда, близкие к адакитам [1], сменяются умеренно-щелочными породами в центральной части пояса. В западной части им на смену приходят щелочные высококальциевые базальты, обогащенные LILE и LREE по сравнению с OIB, и граниты А-типа [3, 4]. Крупномасштабный существенно гранитоидный магматизм батолитового типа (удский, тындинско-бакаранский, амуджиканский и другие комплексы) восточной части пояса с редуцированно проявленным вулканизмом сменяется при продвижении на запад в основном вулканизмом бимодального типа. Эти вулканы (нерчинская серия) выполняют рифтогенные впадины типа pull-apart, тесно связанные с метаморфическими ядрами кордильерского типа [3]. С ними ассоциируют малые тела щелочных гранитов (дотулурский и малокуналейский комплексы). По простиранию пояса в направлении запад – восток выделяется ряд импульсов внутриплитного магматизма: 168–165, 140–138, 130–122 и 115–100 млн лет. Некоторые из них коррелируются с проявлениями коллизионного магматизма, например 174–170 млн лет и 140 млн лет [3]. Приведенные данные вписываются в общую модель последовательного закрытия Монголо-Охотского океана в направлении с запада на восток «по типу ножниц» [5 и др.].

На западе СВПП переходит в Западно-Забайкальскую рифтовую систему [3], формирующуюся в интервале 170–110 млн лет [6]. Таким образом, можно полагать, что в южном обрамлении Сибирского кратона существует гигантская единая рифтовая система, протягивающаяся более чем на 2000 км, объединяющая Западно-Забайкальскую рифтовую систему и СВПП. Возраст проявления магматических событий внутри этой рифтовой системы последовательно уменьшается в направлении запад – восток с 170–110 млн лет до 117–101 млн лет. В этом же направлении происходит и закономерное изменение состава магматических пород. Вероятно, возрастная и геохимическая зональность этой гигантской рифтовой системы отражает последовательность закрытия Монголо-Охотского океана с запада на восток в интервале от средней юры до раннего мела. Изменение состава магматических пород этой единой геодинамической системы отражает динамику этого закрытия и изменение состава литосферы и сублитосферной мантии по мере приближения к Палеоокеану.

Геохимические и изотопные (Nd, Sr и Pb) данные указывают на последовательное изменение характера источников магматических пород СВПП в этом направлении. Для восточного сегмента этого пояса установлено присутствие вещества двух мантийных источников: (1) обогащенного источника, представляющего собой древнюю метасоматизированную литосферную мантию, и (2) обедненной мантии [3]. Первый является доминирующим. Коровый источник

также имеет сложную природу и был образован за счет смешения вещества раннедокембрийской нижней коры ДСС и раннепалеозойской континентальной коры Амурской микроплиты в результате раннемелового коллизионного события (~140 млн лет) [2, 3]. Для западной части пояса в составе корового компонента важную роль приобретает вещество, образованное в ходе герцинского корообразующего события. В координатах  $\epsilon_{Nd}(T)$  –  $ISr$  точки изотопных составов пород западного сегмента СВПП ( $\epsilon_{Nd}(T)=-4.8\dots-11.3$  и  $ISr=0.7075-0.7089$ ) лежат на тренде смешения двух различных коровых источников: источника с более молодой корой (Аргунский супертеррейн) и источника с древней континентальной корой (Северо-Китайский кратон). Изотопные составы пород восточного сегмента СВПП ( $\epsilon_{Nd}(T)=-5.8\dots-17.2$  и  $ISr=0.7064-0.7081$ ) лежат на тренде смешения источника пород Аргунского супертеррейна и древней коры Алданского щита. Из этого следует, что коровый компонент ДСС имеет «местную» природу и связан с Сибирским кратоном, тогда как древний коровый компонент ЗСС, вероятно, связан с континентальной корой материков Гондванской группы. Рb-изотопные данные для пород СВПП также указывают на различия этих двух континентальных блоков. Если для ДСС характерны достаточно примитивные нижнекоровые изотопные составы Рb ( $^{206}Pb/^{204}Pb=16.599-17.587$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb=15.236-15.517$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb=36.618-37.854$ ,  $\mu_2=8.32-9.55$ ,  $\kappa_2=3.89-4.36$ ), то для ЗСС характерны более радиогенные изотопные составы Рb ( $^{206}Pb/^{204}Pb=18.063-18.401$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb=15.504-15.554$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb=38.177-38.327$ ,  $\mu_2=9.30-9.53$ ,  $\kappa_2=3.7-3.9$ ), близкие к среднему коровому свинцу по Стейси-Краммерс ( $\mu_2=9.73$  и  $\kappa_2=3.78$ ).

Анализ закономерностей проявления позднемезозойского магматизма в пространстве и времени в юго-восточном складчатом обрамлении Сибирского кратона показал, что СВПП и Алданский пояс щелочных пород [7] вписываются в единый зональный ряд. Оба пояса ориентированы субпараллельно друг другу и Монголо-Охотской сутурной зоне. Поперечная латеральная зональность в направлении от сутурной зоны в глубь континента выражается в последовательной смене мезоабиссальных коллизионных гранитных батолитов и ассоциирующих мигматитов с возрастом 142–138 млн лет поясом гипабиссальных гранодиорит-гранитных батолитов Станового пояса (130–116 млн лет). Еще дальше от сутуры расположен прерывистый пояс небольших рифтогенных впадин, в составе вулканитов которых преобладают трахиандезибазалты, трахиандезиты и трахириодациты адакитового типа (117–106 млн лет). На максимальном удалении от сутуры (200–300 км) расположен Алданский пояс щелочных пород и карбонатитов (134–120 млн лет) [7]. Ориентировка вектора максимальной изменчивости этой зональности совпадает с ориентировкой направления юрской субдукции океанической плиты под Сибирский кратон и раннемеловой коллизии двух континентов, Северо-Азиатского и Сино-Корейского.

Сравнительный анализ состава мафических пород восточного сегмента СВПП и щелочных пород Алданского пояса показал их сходство по геохимическим и изотопным характеристикам, что, вероятно, указывает на их связь с близкими по составу и возрасту мантийными источниками. В координатах « $\epsilon_{Nd}(T)$ – $ISr$ » и те, и другие образуют компактное поле ( $\epsilon_{Nd}(T)=-13.7\dots-24.0$ ,  $ISr=0.7057-0.7081$ ) в области древнейших пород Алданского щита, а первичный изотопный состав Рb указывает на древний, обедненный ураном относительно Рb и Th, литосферный источник. Так, для источника керсантитов СВПП установлены достаточно низкие значения параметра  $\mu_2$  (8.32–9.11) и высокие значения параметра  $\kappa_2$  (4.32–4.11), отвечающие «нижнекоровым» значениям. Геохимические характеристики, близкие к ОИВ, не характерны для основных и щелочных пород обоих поясов. Все это указывает на сходные по составу источники и близкие (но не идентичные) геодинамические обстановки формирования этих поясов и на малую вероятность связи рассматриваемого магматизма с активностью мантийных плюмов.

Таким образом, формирование обоих магматических поясов, вероятнее всего, происходило вследствие постколлизионного растяжения утолщенной литосферы и деламинации в результате окончательного закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна и столкновения Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов. Становой пояс представляет собой проксимальную структуру, расположенную в непосредственной близости от сутурной зоны, тогда как Алданский пояс щелочных пород является дистальным, отстоящим от сутуры не менее чем на 200 км. Кардинальные различия в составе магматических пород этих поясов были обусловлены, скорее всего, не столько различиями в составах источников, сколько физико-химическими параметрами парциального плавления мантийных пород источников и дальнейшей эволюцией первичных магм.

Исследования выполнены за счет средств РНФ (проект № 22-27-00191).

- [1] Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Мартынов Ю.А., Ларин А.М., Травин А.В. Позднемезозойский адакитовый вулканизм Уганской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2012. Т. 445. № 4. С. 445–449.
- [2] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса (Джугджуро-Становой супертеррейн) // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314–319.
- [3] Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. Становой вулканоплутонический пояс (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст и тектоническое положение // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 180–182.
- [4] Андрущенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 944–962.
- [5] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с., Кн. 2. 334 с.
- [6] Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма в позднем мезозое-кайнозое Западного Забайкалья // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
- [7] Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60–77.





## ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ В ПЕРИОД ПОЗДНЯЯ ЮРА – РАННИЙ МЕЛ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО И ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОЛОВСКОЙ И УСУГЛИНСКОЙ ВПАДИН

А.М. Ларин<sup>1</sup>, В.М. Саватенков<sup>1,2</sup>, М.В. Кузнецов<sup>1,2</sup>, Л.В. Шпакович<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, v.savatenkov@spbu.ru

В пределах рифтовых структур или впадин Западно-Забайкальской вулканической области, наряду с раннемеловыми вулканическими полями, на геологических картах также выделяются позднеюрские поля, сложенные вулканитами основного, среднего и кислого состава. При этом для впадин характерно примерно равное соотношение пород юрского и раннемелового времени. Раннемеловые вулканические комплексы, распространенные в пределах Западного и Восточного Забайкалья, а также Монголии, имеют хорошую изученность. Вместе с тем до настоящего времени в рассматриваемом регионе не проводилось систематического геохронологического и изотопно-геохимического изучения вулканических комплексов юрского возраста.

В настоящей работе приведены новые данные о возрасте и петрохимических характеристиках пород, представляющих юрские и раннемеловые поля, локализованные в пределах Оловской и Усуглинской впадин к северу от Монголо-Охотского сутурного шва.

Возраст риолитов Оловской впадины, согласно оценкам, полученным U-Pb методом по цирконам, выделенным из этих пород, составляет  $174 \pm 1$  млн лет. Также была сделана оценка возраста риолитов из вулканического поля северной части Усуглинского прогиба, которое на геологической карте обозначено как верхнеюрское. Полученный возраст составляет  $138 \pm 3$  млн лет.

Породы юрских и раннемеловых вулканических полей Оловской и Усуглинской впадин образуют ряд от трахиандезибазальтов до щелочных риолитов и относятся к высококалийной – шошонит-латитовой серии. При этом между ними проявляется ряд закономерных различий в особенностях химического состава. Раннемеловые вулканиты Оловской и Усуглинской впадин, представленные преимущественно трахиандезибазальтами, по своим петрохимическим особенностям демонстрируют сходство с вулканитами других позднемезозойских вулканических областей Центрально-Азиатского региона: повышенное содержание Ti и P, а также литофильных высоконесовместимых элементов. Позднеюрские вулканиты Оловской впадины, представленные преимущественно трахиандезитами, характеризуются повышенным содержанием MgO и высоким значением магнезиального номера ( $\#Mg=0.32-0.65$ ), а также повышенным содержанием Ni и Sr. Кроме того, юрские трахиандезиты отличаются от раннемеловых трахиандезибазальтов более низким содержанием высоконесовместимых элементов (за исключением U и Th) и менее дифференцированным характером относительной распространенности РЗЭ. Повышенное содержание MgO в юрских вулканитах Оловской впадины, а также пониженные содержания Y и повышенные отношения Sr/Y относительно вулканитов среднего состава из других возрастных групп позволяют говорить об адакитовой природе юрских трахиандезитов.

Еще одной отличительной особенностью юрских вулканитов Оловской впадины являются более низкие отношения Zr/Hf и Ta/Nb по сравнению как с раннемеловыми вулканитами рассматриваемого региона, так и с раннемеловыми породами других вулканических областей Забайкалья и Монголии.

Таким образом, полученные данные фиксируют закономерные изменения в зоне перехода Западно-Забайкальской рифтовой системы в Становой вулканоплутонический пояс в направлении от Монгольско-Охотской сутурной зоны в глубь континента:

1) снижение возраста пород впадин от средней юры (174 млн лет) к раннему мелу (138 млн лет);

2) снижение роли вулканитов кислого и среднего состава и переход к существенно базальтоидному составу вулканитов, переход от существенно адакитового типа к субщелочному и щелочному, также идет нарастание щелочности и обогащение некогерентными элементами.

Изменение петрохимических характеристик вулканизма для среднеюрских и раннемеловых полей указывает на смену источников и режимов магматизма в указанный период.



## U-Pb ВОЗРАСТ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ДЖЕЖИМСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОГО ТИМАНА)

И.В. Латышева<sup>1,2</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, А.В. Шацлло<sup>3</sup>, А.В. Колесников<sup>1</sup>,  
А.В. Страшко<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>3</sup>, А.С. Дубенский<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com

<sup>2</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

<sup>3</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

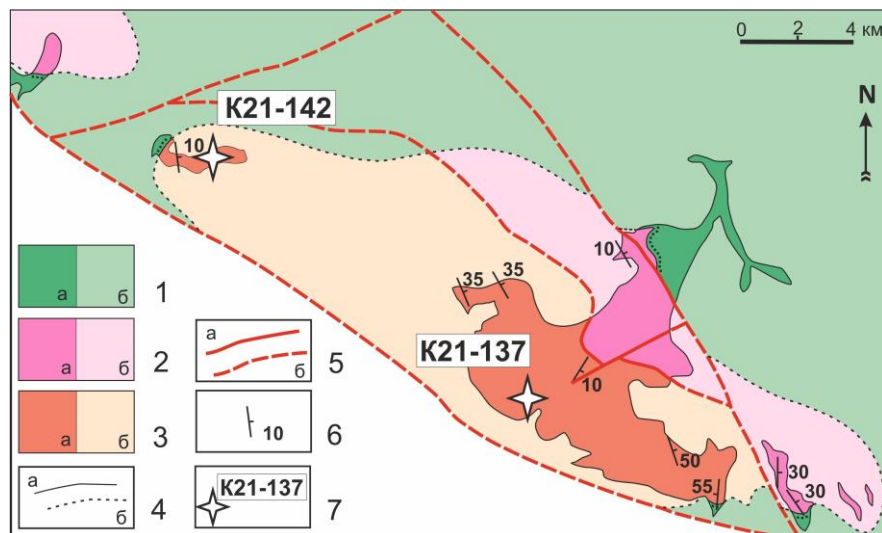
Тиманский кряж расположен на северо-востоке европейской части России. Протягиваясь с северо-запада на юго-восток, он состоит из ряда возвышенностей высотой от 300 до 450 м, ограничивающих Печорскую низменность с юго-запада. Принято считать, что комплексы и структуры, экспонированные на Тиманском кряже, представляют собой элементы строения юго-западной части Печорской плиты [1]. По характеру строения и полноте разрезов верхнего докембрия в пределах Тиманского кряжа выделен ряд зон (с юго-запада на северо-восток): Обдырско-Нившерская, Четласско-Джежимпарминская, Цильменско-Ропчинская и Вымско-Вольская [1].

В Четласско-Джежимпарминской зоне верхний докембрий объединен в четласскую и быстринскую серии. Первая из них разными авторами отнесена к среднему рифею [2] или к верхнему рифею – (?)венду [1]. В сводном разрезе четласской серии выделяют светлинскую, новобобровскую и визингскую свиты. Эта серия с несогласием перекрыта быстринской серией, расчлененной на устьпалегскую (аньюгскую, джежимскую), ворыквинскую, павьюгскую и паунскую свиты.

Возвышенность Джежим-Парма расположена на юго-востоке Тиманского кряжа. Здесь довольно широко развиты песчаники и алевролиты визингской свиты, песчаники джежимской свиты, известняки (местами доломитизированные) и алевро-аргиллиты павьюгской свиты [3]. Соотношения между свитами тектонические, характер разрывных нарушений неизвестен [4]. Возраст и стратиграфическое положение этих свит дискуссионны. Так, В.Г. Оловянишников считал, что доломиты павьюгской свиты представляют древнейшую часть разреза, и относил их к верхнему рифею, а джежимскую свиту сопоставлял с аньюгской свитой венда [3]. В легенде второго издания Тиманской серии листов ГКК-200 РФ [5] джежимская свита помещена в основании разреза и отнесена к верхнему рифею.

Ранее [4] были получены U-Pb датировки 61 зерна детритового циркона (dZr) из песчаников джежимской свиты, попавшие в диапазон 1042–2850 млн лет. Нами дополнительно изучены dZr из двух проб джежимских песчаников (рис. 1). Проба K21-142 отобрана из грубозернистых красноцветных песчаников джежимской свиты в карьере Асывож (верховья ручья Асывож, 61°47'07.5" N, 54°06'42.7" E). Проба K21-137 отобрана из грубозернистых зеленовато-серых песчаников в карьере (61°42'55.74" N, 54°20'59.86" E), расположенном примерно в 15 км к ЮВ от карьера Асывож. Из этих проб выделено около 130 (K21-137) и около 160 (K21-142) dZr. U-Pb изотопные анализы dZr выполнены с использованием системы лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) в ЛХАИ ЦКП ГИН РАН.

В пробе K21-137 изучено 112 dZr и получено 75 кондиционных датировок ( $D \leq 10\%$ , аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность оценки возраста  $< 50$  млн лет, поправка на общий свинец  $< 50$  млн лет), использованных для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ). Максимальная и минимальная датировки –  $3204 \pm 11$  ( $D=0.4\%$ ) и  $1160 \pm 26$  ( $D=8.6\%$ ) млн лет. Средневзвешенное значение по четырем минимальным возрастам  $1178 \pm 16$  млн лет. На КПВ выделяется семь пиков (1189, 1280, 1392, 1524, 1825, 1996, 2098 млн лет), поддержанных более чем тремя измерениями, из них два ярких пика (1825, 1996 млн лет) поддержаны более чем десятью датировками. В пробе K21-142 изучено 130 dZr и получено 112 кондиционных датировок. Максимальная и минимальная датировки –  $2880 \pm 10$  ( $D=0.03\%$ ) и  $1134 \pm 16$  ( $D=0.26\%$ ) млн лет. Рассчитанное по четырем минимальным возрастам средневзвешенное



**Рис. 1.** Геологическая карта возвышенности Джежимпарма ([4], с упрощениями).

1 – палеозойские терригенно-карбонатные породы; 2 – известняки, доломитизированные известняки и алевро-аргиллиты павьюгской свиты; 3 – песчаники джежимской свиты; 4 – геологические границы; 5 – разрывные нарушения (а – обнажающиеся на поверхности и картируемые; б – скрытые под кайнозойскими отложениями и предполагаемые); б – элементы залегания; 7 – места и номера отбора проб.

значение составляет  $1187 \pm 48$  млн лет. На КПВ фиксируется множество пиков (1244, 1356, 1496, 1602, 1645, 1777, 1837, 1925, 2001, 2254, 2751, 2805, млн лет), поддержанных более чем тремя измерениями, из них три ярких (1777, 1925, 2001 млн лет), поддержанных более чем десятью измерениями.

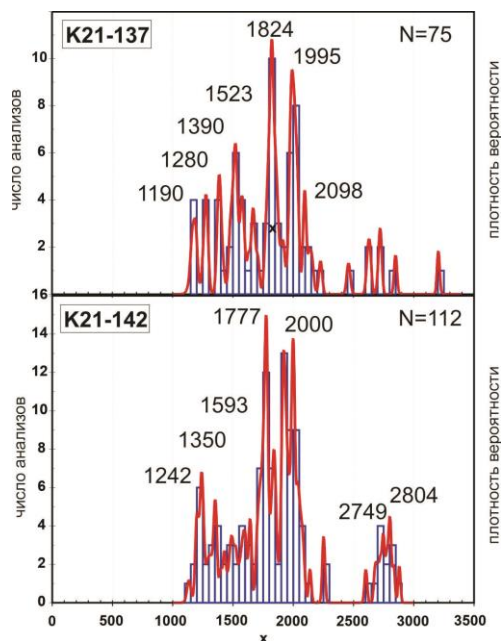
Распределение возрастов  $dZr$  в пробах сходно (рис. 2). Результат KS-теста –  $p=0.9$ .

В изученных  $dZr$  содержания Th от 12.1 до 2070 и U от 4.5 до 2959 г/т; при этом величины Th/U варьируются от 0.04 до 5.23. Два зерна (проба K21-137) показали очень низкие содержания Th (0.01 и 0.16 г/т), при умеренных содержаниях U около 53 г/т.

Суммарно по двум пробам почти в половине изученных  $dZr$  величины Th/U попали в пределы 0.1–1.0, статистически характерные для магматогенного циркона из кремнекислых и средних пород [6, 7]. Также в пробах присутствует около половины зерен с более высокими отношениями Th и U, попадающими в интервал 1.0–2.0 и даже превышающими 2.0. Такие значения фиксируют обычно в цирконе из меланократовых (мафических) пород [8] и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [9]. Три анализа (проба K21-137) с возрастом ~1.9 млрд лет показали значения Th/U < 0.1. Такие низкие значения Th/U свойственны метаморфогенным кристаллам циркона [9]. Пониженные содержания Th (< 3 г/т) и U (< 100 г/т) могут свидетельствовать о происхождении зерен циркона из эклогитов [10].

Все полученные датировки  $dZr$  соответствуют возрасту комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [11]. Комплексы Центрально-русского коллизионного пояса, по которому сочленены Волго-Сарматия и Фенноскандия, могли быть потенциальными источниками  $dZr$  с возрастом ~1.7–1.8 млрд лет. Граниты рапакиви, слагающие крупные плутоны (Салминский, Выборгский, Рижский и др.) в пределах Фенноскандии, могли быть источником  $dZr$  с возрастом ~1.5–1.6 млрд лет. Архейские комплексы Фенноскандии (Кольский и Карельский протократоны) могли поставить в джежимский бассейн архейские  $dZr$ . Эклогиты с возрастом ~1.9 млрд лет, известные в Беломорском поясе Балтийского щита [10], могли быть источником одно-возрастных с ними  $dZr$  с низкими значениями Th/U (0.01–0.20) в джежимских песчаниках. Таким образом, песчаники джежимской свиты сложены, вероятнее всего, продуктами размыва кристаллических комплексов фундамента ВЕП и накапливались на пассивной континентальной окраине Балтики.

В ходе проведения наших исследований в карьере Асыввож на поверхностях слоистости пород джежимской свиты обнаружены эдиакарские макрофоссилии [12], а также проведено



**Рис. 2.** Гистограммы и кривые плотности вероятности, характеризующие распределения возрастов зерен детритового циркона из песчаников джежимской свиты.

предварительное палеомагнитное опробование разреза. Обработка палеомагнитной коллекции показала, что во время накопления джежимской свиты геомагнитное поле часто инвертировало [13]. Высокая частота инверсий – характерная черта разрезов верхнего венда и ранее была зафиксирована в Башкирии и Архангельской области [14, 15 и др.]. Это косвенно указывает на то, что джежимская свита соответствует венду, что согласуется с находками здесь остатков эдиакарской биоты. В то же время палеомагнитные полюсы джежимской свиты и венда Башкирии и Архангельской области значительно отличаются, что при признании близкого возраста всех этих толщ не может быть объяснено без привлечения неактуалистических гипотез геомагнитного поля неопротерозоя или гипотезы истинного смещения полюса.

Исследования соответствуют темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН; полевые работы и лабораторное изучение полевого материала выполнены за счет средств РНФ (проект №21-77-10106).

- [1] Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
- [2] Рифей и венд Европейского Севера СССР. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1987. 124 с.
- [3] Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р. и др. Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 11–39.
- [4] Kuznetsov N.B., Natarov L.M., Belousova E.A. et al. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from Late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17. № 2–3. P. 583–601.
- [5] Опаренкова Л.И., Иванов Н.Ф. Легенда Тиманской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе) / Ред. В.Г. Колокольцев. Ухта, 1999.
- [6] Hoskin P.W., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62.
- [7] Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M. et al. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 397–414.
- [8] Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U-Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155. P. 295–312.
- [9] Rubatto D. Zircon: The metamorphic mineral // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. V. 83. P. 261–296.
- [10] Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.
- [11] Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 23–45.

- [12] Колесников А.В. и др. Первые находки вендских макрофоссилий в джежимской свите Южного Тимана (карьер Асыввож, увал Джежим-Парма) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 133–134.
- [13] Шаццло А.В. и др. Первые палеомагнитные данные по красноцветам джежимской свиты (верхний докембрий Южного Тимана) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 319–321.
- [14] Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G. et al. Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: evidence for magnetic field hyperactivity? // Earth and Planetary Science Letters. 2016. 435. С. 124–135.
- [15] Popov V., Iosifidi A., Khranov A., Tait J. et al. Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2002. V. 107. № B11. EPM 10-1-EPM 10-8.



## ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ И ФРАКТАЛЬНАЯ ГЕОМЕТРИЯ – ОПЫТ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

**Постановка вопроса.** Предпосылкой постановки вопроса послужили три положения: (1) в 1982 г. Б. Мандельброт ввел в обиход понятия «фракталы» и «фрактальная геометрия» [9], которые изменили представления о сущности многих природных объектов и процессов; (2) в 1986 г. академик М.А. Садовский разработал [4] парадигму «кусковатости» геологической среды, которая, в сочетании с представлениями о фрактальной геометрии, привела к пересмотру ряда фундаментальных положений геологической науки; (3) в 1990 г. П. и Дж. Алленами были изложены основы «бассейнового анализа» [6], который в последние десятилетия стал одним из приоритетных направлений геологии [3]. В изучении осадочных бассейнов (ОБ) были достигнуты впечатляющие результаты, однако принципы фрактальной геометрии при описании структуры ОБ использованы не были. Нам показалось заманчивым рассмотреть возможность применения понятия о фрактальной геометрии к отрицательным структурам земной коры, одним из тектонотипов которых являются ОБ. Обсуждение вопроса основано на рассмотрении природных геологических объектов.

**Сущность понятия «фрактал» и фрактальная геометрия.** Было предложено несколько определений понятия «фрактал» (от лат. «fractus» – дробленный). В настоящее время, с подачи Б. Мандельброта, фракталами называют структуры, «состоящие из частей, которые в некотором смысле подобны целому» (цитата по [5], с. 19). Практически одновременно появилось понятие «фрактальная геометрия». Суть фрактальной геометрии заключена в следующем. При описании природных объектов обычно используют набор классических евклидовых форм: круг, треугольник, квадрат и топологическую размерность, определяемую целыми числами (точка – 0, линия – 1, плоскость – 2, объем – 3). Однако большинство природных объектов не могут быть удовлетворительно описаны с помощью простых форм. Для их описания была введена так называемая «фрактальная размерность», физический смысл которой в том, что она связывает интегральную характеристику изучаемого объекта с его локальными параметрами, которые появляются при его декомпозиции. Фрактальную размерность часто называют мерой системной сложности. Одним из признаков фрактальной природы объектов является инвариантность относительно параллельного переноса и изменения масштаба, или самоподобие (в физике – «скейлинг»).

**Строение осадочных бассейнов.** Изучены геометрические особенности бассейновых структур различного возраста, разных регионов и геодинамических позиций: протерозойские Онежская и Оршанская впадины, палеозойский Мичиганский бассейн, мезозойские и кайнозойские впадины Тянь-Шаня, Западного Забайкалья, Зондского шельфа, Предкавказского прогиба, Эль-Рифа. В результате выявлено общее для этих ОБ фундаментальное свойство – морфоструктурная дифференциация первичных осадочных ванн на систему вторичных линейных поднятий и прогибов, которые в дальнейшем трансформируются в систему чередующихся линейных антиклинальных и синклинальных морфоструктур меньшего, чем исходный бассейн, масштаба. При этом осевые плоскости интрабассейновых структур располагаются с шагом от 15–25 до 30–50 км. Известны примеры делимости более высоких порядков.

В формировании интрабассейновых структур принимают участие и породы фундамента, которые подвержены глубокой структурной переработке, что особенно заметно при наличии фундамента гранитного. Зачастую фундамент осадочных ванн представлен дезинтегрированными, тектонически гранулированными гранитами, инфраструктура которых представлена самоподобными фрагментами (ячейками) мега-, макро-, мезо- и микромасштаба [1, 2].

**Обсуждение материала и выводы.** Разнопорядковые бассейновые структуры обладают сходным строением, упорядоченностью пространственного расположения и геометрического

рисунка. В известном смысле они являются самоподобными объектами, иными словами, объектами, в точности или приближенно совпадающими с частью самих себя (целое имеет ту же форму, что и одна или более частей этого целого). Самоподобие же есть характеристическое свойство фракталов [5, 9]. Это положение подтверждено существованием структур, сходных с так называемыми *вязкими пальцами* (*viscous fingers*), имеющими фрактальную природу [9]. Понятие было введено [5, 7–9] для обозначения процесса вытеснения более вязкой жидкости менее вязкой в гранулированной среде и широко используется, в частности, в нефтяной геологии. Поведение вещества рассматривается при этом в рамках законов гидродинамики.

Таким образом, разномасштабные внутривыбросные морфоструктуры ОБ самоподобны и имеют упорядоченное расположение; масштабная иерархия и самоподобие характерны также для пород кристаллического фундамента ОБ; породы фундамента ОБ испытали реидное течение, в том числе с формированием «вязких пальцев», что допускает рассмотрение «твердых» кристаллических пород фундамента в качестве гидродинамических объектов.

Приведенные данные делают правомерным предположение о фрактальной природе инфраструктуры ОБ, что должно учитываться при построении соответствующих эволюционно-генетических моделей. Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0047 Геологического института РАН.

- [1] Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай. Залежи углеводородов в фундаменте шельфа Вьетнама и структурно-тектоническая модель их формирования // Геотектоника. 2009. № 1. С. 44–61.
- [2] Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. Труды ГИН РАН. М.: ГЕОС, 2018. Вып. 619. 332 с.
- [3] *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция* / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
- [4] Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–831.
- [5] Федер Е. Фракталы. Перевод с английского. М.: УРСС ЛЕНАНД, 2014. 264 с.
- [6] Allen P., Allen J. Basin analysis: principles and application. Oxford: Blackwell, 1990. 462 p.
- [7] Engelberts W.F., Klinkenberg L.J. Laboratory experiments on the displacement of oil by water from packs of granular material // Paper presented at the 3rd World Petroleum Congress. № WPC-4138.
- [8] Måløy K.J., Feder J., Jøssang T. Viscous fingering fractals in porous media // Physical Review Letters. 1985. V. 55. № 24. P. 2688–2691.
- [9] Mandelbrot B.B. The Fractal Geometry of Nature. New York: Freeman, 1982. 468 p.





## МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АНОМАЛИИ В АРХИТЕКТОНИКЕ ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ОРОГЕНА

М.Г. Леонов<sup>1</sup>, Е.С. Пржиялговский<sup>1</sup>, А.К. Рыбин<sup>2</sup>, Е.В. Лаврушина<sup>1</sup>, Г.Г. Щелочков<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

<sup>2</sup> Научная станция РАН в г. Бишкеке, nsran@gdirc.ru

**Определения и постановка задачи.** Согласно современной понятийно-терминологической классификации [1, 3, 7, 8], морфоструктуры (от греч. μορφή – форма и лат. structure – строение) – это крупные формы рельефа, обязанные своим происхождением взаимодействию экзогенного и эндогенного факторов, при доминировании последнего. Понятие подразумевает коррелятивную связь между формой рельефа сегментов земной коры и их структурно-вещественным выполнением. К морфоструктурным аномалиям относятся морфоструктуры, отличающиеся по форме и структурно-вещественному выполнению от общего морфоструктурного фона [1, 3, 7]. Выделение морфоструктур обычно ограничивается определением их внешней формы – поднятие, впадина, синклиналь, антиклиналь и т.д., без расшифровки инфраструктуры объекта. Примеры совокупного рассмотрения форм рельефа и его тектонической инфраструктуры единичны. Единичны также работы по морфоструктурным аномалиям регионального масштаба. Данная работа, основанная на материалах по Тянь-Шаньскому орогену, является попыткой восполнить эти пробелы

**Морфоструктура Тянь-Шаня.** Тянь-Шань образует центральный и западный сегменты палеозойского Центрально-Азиатского подвижного пояса, в альпийское время преобразованного во внутриконтинентальный ороген – сводовое поднятие [2, 4, 5], сопряженное с равновеликими отрицательными морфоструктурами: Ферганской и Чу-Илийской впадинами – на севере и Афганско-Таджикско-Алайской и Таримской впадинами – на юге. Эти пликативные деформации большого радиуса кривизны осложнены изгибами более высокого порядка – мегаскладками основания [2], которые представлены двумя типами структур: мегаантиклиналями (хребты) и мегасинклиналями (межгорные и внутригорные впадины). Архитектура мегасвода определяется совокупностью этих элементов, чередующихся в поперечном сечении орогена, и выдержанностью линзовидно-линейного рисунка на всем протяжении орогена [2, 4, 5]. Формирование морфоструктурного плана Тянь-Шаня связано [5, 6, 9–11] с проявлением адвективных (конвективных) течений в подлитосферной мантии и перераспределением горных масс в наиболее пластичных горизонтах коры, что, в свою очередь, вызывает вертикальные движения и формирование рельефа дневной поверхности и поверхности фундамента. Линейно-волновая архитектура орогена осложнена морфоструктурными ансамблями меньшего размера и глубинности. Инфраструктура и рельеф этих объектов отличны от фоновых, и они представляют собой морфоструктурные аномалии.

**Морфоструктурные аномалии Тянь-Шаня.** Рассмотрены зоны концентрированной деформации и тектонического сшивания, зоны «замковой» субдукции, центрально-симметричные структуры, сформированные на месте палеоатоллов, неотектонические протрузии гранитного фундамента, трансрегиональная зона Таласо-Ферганского разлома.

**Результаты анализа и выводы.** Данные по морфоструктурному анализу Тянь-Шаньского внутриконтинентального орогена позволяют сделать следующие выводы.

1. В пределах орогена Тянь-Шаня существуют участки, рельеф и тектоническая структура которых не согласуются с генеральным тектоническим планом горного сооружения (морфоструктурные аномалии). 2. Морфоструктурные аномалии резко неоднородны в том, что касается времени их заложения, принадлежности к тому или иному глубинному уровню коры и литосферы, продолжительности существования и пр. Выделены «сквозные» и «наложенные» морфоструктуры. Первые (например, центрально-симметричная синформа Ганза-Чимтаргинского массива и зоны самоблокирующейся субдукции) возникают на ранних этапах эволюции и продолжают существовать вплоть до настоящего времени. Вторые наложены на ранее сформированный

морфоструктурный план; среди них выделяются *палео- и неоморфоструктуры*. Эта разновидность аномальных морфоструктур возникла в мезозое – кайнозое на плитном и орогенном этапах на консолидированной коре эпигерцинской платформы. К неоморфоструктурам относятся, в частности, зоны концентрированной деформации Киргизского сегмента Северного и Срединного Тянь-Шаня и гранитные купольно-протрузивные морфоструктуры. 3. Современная морфоструктура Тянь-Шаня есть результат интерференции общего для орогена режима и спорадически проявляющихся частных режимов, нашедших отражение в формировании морфоструктурных аномалий.

Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0047 Геологического института РАН.

- [1] *Адаменко О.М.* Морфоструктура Сибирской платформы // Геоморфология. 1971. № 1. С. 12–21.
- [2] *Арган Э.* Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.
- [3] *Герасимов И.П.* Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана // Вопросы географии. 1946. № 1.
- [4] *Костенко Н.П.* Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1970. 148 с.
- [5] *Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкерев П.Ю., Щербина Ф.А.* Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Материалы докладов V Международного симпозиума. Бишкек: НС РАН, 2012. Т. 2. С. 36–45.
- [6] *Ребецкий Л.Ю.* Особенности механизма горообразования внутриконтинентальных орогенов // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Материалы докладов VI Международного симпозиума. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 39–10.
- [7] *Толковый словарь английских геологических терминов* / Ред. Дж.А. Джексон, Н.В. Межеловский. Т. 1. М.: ГЕОКАРТ, 2002. 536 с.
- [8] *Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М.* Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Гео, 2009. 130 с.
- [9] *Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
- [10] *Li Z., Roecker S., Wei Bin, Wang Haitao, Schelochkov G., Bragin V.* Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics. 2009. V. 477. P. 49–57. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.007.
- [11] *Roecker S.W. et al.* Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1993. V. 98. P. 15779–15795.



## ИНТЕРВАЛЫ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНАХ ПАЛЕООКЕАНА В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Е.Ф. Летникова<sup>1</sup>, С.И. Школьник<sup>2</sup>, А.В. Иванов<sup>1</sup>, К.К. Колесов<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, eflightnik@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>3</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Прямыми свидетельствами существования древних океанов являются осадки, накапливающиеся непрерывно на всех стадиях их зарождения и эволюции. Рассмотрим геохронологические и изотопные данные, полученные нами для терригенных и карбонатных пород позднего докембрия и раннего палеозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), накопление которых происходило в осадочных бассейнах палеоокеана в различных геодинамических обстановках. Стоит отметить, что, как правило, в складчатых поясах лучше сохраняются мелководные осадочные последовательности, нежели широко распространенные, но маломощные глубоководные осадки палеоокеанов. Существует представление, что основная эпоха осадконакопления в ЦАСП связана с существованием Палеоазиатского океана, образование которого связывают с распадом Родинии на рубеже 800 млн лет и его закрытием в раннем палеозое. Рассмотрим, какие из осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов с достоверными данными об их возрасте и геодинамических обстановках могут являться индикаторами раскрытия, эволюции и закрытия Палеоазиатского океана, а какие связаны с другими структурами Мирового палеоокеана.

В настоящий момент существуют единичные данные о мезопротерозойском этапе седиментации именно в палеоокеанических обстановках в структуре ЦАСП, например шельфовые карбонатные отложения иркутской свиты Гарганской глыбы. При этом в сопряженных с этим складчатым поясом бассейнах юга Сибирской платформы широко проявлены процессы накопления шельфовых карбонатных и терригенных пород в структуре Енисейского кряжа. Можно считать, что этот этап седиментации практически не проявлен в структуре ЦАСП и является для него экзотическим.

Мы не будем рассматривать в этом сообщении осадочные комплексы Байкало-Патомского фрагмента из-за неоднозначности существующих данных о возрасте этих комплексов.

Вся информация о неопротерозойских осадочных комплексах палеоокеана связана с осадочно-вулканогенными сериями активных континентальных окраин, формирование которых происходило на стадии субдукции уже существующей океанической плиты под континент. При этом данные по датированию цирконов не позволяют связывать их с Сибирской платформой ввиду отсутствия среди палеопротерозойской популяции цирконов с возрастом в интервале 1.8–1.9 млн лет типичных для пород ее фундамента источников обломочного материала для окраинных осадочных бассейнов. Шельфовых отложений неопротерозойского возраста как в осадочных бассейнах ЦАСП, так и в сопряженных бассейнах юга Сибирской платформы не установлено. Интервал активности континентальных окраин охватывает 850–730 млн лет. Следует отметить, что за последние несколько лет нами выявлены несколько осадочно-вулканогенных комплексов с возрастом 740–760 млн лет в структуре древних континентальных блоков, возможно, связанных с событием Франклин или подобным ему, а не с субдукционными процессами.

Наиболее активная эпоха седиментации в осадочных бассейнах ЦАСП связана с венд-кембрийским этапом седиментации в обстановках приконтинентального шельфа, симаунтов, островных дуг и задуговых бассейнов, однозначно указывающим на раскрытие Палеоазиатского океана в это время. Предвестники этого широко проявлены 720–630 млн лет назад в краевых частях юга Сибирской платформы – рои даек, комплексы щелочных пород и карбонатитов и установленные нами обширные проявления высококалийного эксплозивного вулканизма.

На границе кембрия и ордовика предполагается закрытие Палеоазиатского океана, но проявлений субдукционного магматизма и вулканизма в краевых частях Сибирской платформы до сих пор не обнаружено.

В Тувинском сегменте ЦАСП нами изучено несколько кембрийских осадочно-вулканогенных комплексов, накопление которых происходило в обстановках окраины континента с преобладанием в разрезах конгломератов и туфоконгломератов, где обломки представлены докембрийскими гранитоидами. С возрастом 790 и 580 млн лет эти породы образовались в субдукционных обстановках, а гранитоиды с возрастом 630 млн лет имеют ювенильные изотопные метки. Эти осадочно-вулканогенные комплексы пока плохо укладываются в схему закрытия Палеоазиатского океана в это время и, возможно, связаны с осадочными бассейнами иной палеоокеанической структуры.

Краткий обзор осадочных комплексов с достоверно установленным возрастом и геодинамической принадлежностью позволил предположить следующее.

Установленные позднепротерозойские магматические и вулканические предвестники распада Родинии в структуре Сибирской платформы закономерно увязываются с раскрытием в венде – кембрии палеоокеанического бассейна, где протекает активное осадконакопление. Вероятнее всего, в этом сегменте ЦАСП раскрытие Палеоазиатского океана произошло именно в это время. Отсутствие индикаторных субдукционных комплексов в строении юга Сибирской платформы и их значительное присутствие в строении этой части ЦАСП, отсутствие в осадочных бассейнах складчатого пояса цирконов с индикаторным для Сибирской платформы возрастом на рубеже 1.8 млн лет позволяют предполагать пассивную аккрецию Сибирской платформы с тектоническими блоками Палеоазиатского океана при образовании ЦАСП. На основе проведенных нами исследований в интервале 850–740 млн лет в структуре ЦАСП выделены осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы фрагментов бассейнов, образованных в обстановках как растяжения, так и субдукции на окраине континентальных блоков.

Работа выполнена при поддержке РФФ (гранты 19-17-00099 и 21-17-00052).



## АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК ИНДИКАТОР ПРОЦЕССОВ РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И РАСПАДА НУНЫ И РОДИНИИ

И.И. Лиханов

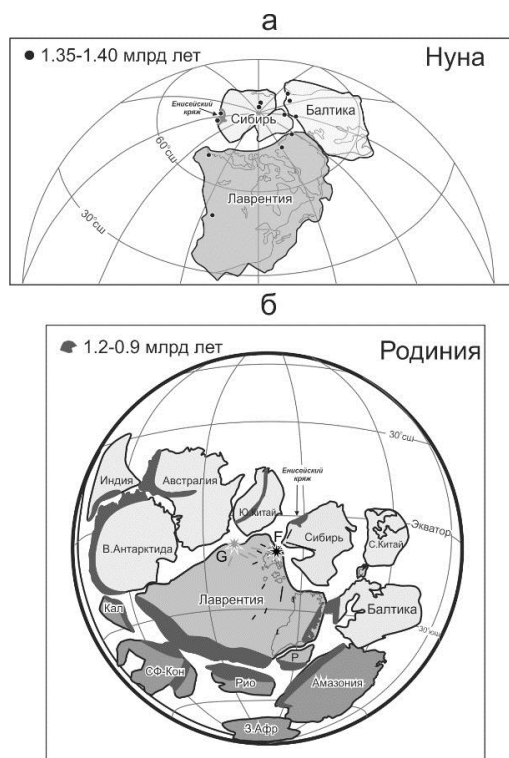
Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru

Тектоническое строение и эволюция Центрального блока (ЦБ), слагающего большую часть Енисейского кряжа, дискуссионны. ЦБ рассматривают как: (1) экзотический террейн, причленившийся к Сибирскому кратону (СК) ~760 млн лет назад [1], (2) выход архей-палеопротерозойского фундамента СК, переработанного в ходе последующих тектонотермальных событий [2], или (3) коллизионно-аккреционную структуру на западе СК, консолидированную в течение мезопротерозойской эволюции [3–6]. С другой стороны, реконструкция геологической истории Енисейского кряжа важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов на границах древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав суперконтинентов Нуна и Родиния.

В этой связи нами рассмотрены геологические, геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства мезо- и неопротерозойских событий на западной окраине Сибирского кратона и показано многократное проявление внутриплитного магматизма в обстановках литосферного растяжения, связанных с проявлением плюмовой активности. Объекты исследования, представленные субщелочными гранитоидами, расположены на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа, в пределах тейского и гаревского комплексов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской (ТИСЗ) и Приенисейской (ПРСЗ) систем разломов.

Рифтогенная природа изученных гранитоидов Заангарья Енисейского кряжа обосновывается их морфологией в виде даек и силлов и/или тектонических пластин и клиньев, приуроченных к зонам региональных разломов, бимодальным составом продуктов магматизма и свойствами для внутриплитных гранитов А-типа петролого-геохимическими характеристиками пород, которые кристаллизовались из высокотемпературных и водоненасыщенных магм, обогащенных главным образом щелочами, железом и некогерентными элементами.

Время их внедрения, зафиксированное по U-Pb датировкам циркона и монацита, представлено двумя пиками – 1380–1360 и 800–720 млн лет, контролируемые процессами растяжения коры в пределах крупных линейamentных структур региона [7]. Ранние события синхронны с процессами извержения пикробазальт-базальтовых туфов и лав, формированием рапакивиподобных гранитов и ассоциирующих субвулканических тел габбро-долеритов и пикритоидов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса Енисейского кряжа и с одновозрастными событиями на других материках. Активизация магматической деятельности и сопутствующий рифтогенез на рубеже нижнего и среднего рифея на западной окраине Сибирского кратона и в других континентальных блоках маркируют заключительные стадии распада предполагаемого палеомезопротерозойского суперконтинента Нуна, продолжающиеся вплоть до начала гренвильских событий. Постгренвильские этапы эволюции орогена и начальные процессы растяжения фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов с возрастом внедрения 797–792 млн лет, внедрение которых происходило несколько позднее кульминационного этапа коллизионного метаморфизма [8]. Последующее развитие региона контролировалось многократным проявлением рифтогенного магматизма, связанного с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния и раскрытие Палеоазиатского океана [9]. В ТИСЗ выделено несколько эпох (0.78–0.65 млрд лет) формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным бимодальным, субщелочным кислым, основным и щелочным вулканизмом и интрузивным магматизмом [10]. В ПРСЗ наиболее широко проявился бимодальный риолит-базальтовый и субщелочной лейкогранитный магматизм с возрастом 720–750 млн лет [11].



Реконструкция ядра суперконтинента Нуна в интервале времени 1740–1270 млн лет (а) и конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвильской складчатости (1100–850 млн лет назад) (б).

Синхронность магматической активности и схожая последовательность тектонотермальных событий на арктической окраине Нуны и Родинии (рисунок) подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов Северной Атлантики (Лаврентия и Балтика) в широком диапазоне времени (1.38–0.72 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [12, 13] и временными диапазонами формирования крупных изверженных провинций [14]. Возрастной интервал между этими процессами (~650 млн лет) коррелирует с длительностью суперконтинентальных циклов, начинающихся со стадии рифтогенеза и распада предшествующего суперконтинента до распада нового суперконтинента. Эти магматические события хорошо коррелируются с этапами распада суперконтинентов Нуна и Родиния.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФ (проект № 21-77-20018).

- [1] Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 35–52.
- [2] Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 419–441.
- [3] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.
- [4] 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. № 1. С. 41–65.
- [5] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.
- [6] 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 Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743–762.
- [7] 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.
- [8] 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.

- [9] *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.
- [10] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // *Геотектоника*. 2018. № 1. С. 28–51.
- [11] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 7. P. 666–688.
- [12] *Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic – Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*. 2011. V. 39. P. 443–446.
- [13] *Torsvik T.H.* The Rodinia Jigsaw Puzzle // *Science*. 2003. V. 300. P. 1379–1381.
- [14] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund 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.M.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. P. 464–469.



## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ: РЕКОНСТРУКЦИЯ И АНАЛИЗ $P$ - $T$ - $t$ ТРЕНДОВ МЕТАМОРФИЗМА

И.И. Лиханов

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

Реконструкция и анализ  $P$ - $T$ - $t$  трендов эволюции пород широко применяются при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках [1]. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере геологических комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления регионального LP/HT и UHT гранулитового метаморфизма, коллизионного MP/HT и HP/LT метаморфизма, связанных с надвигами и субдукцией, и стресс-метаморфизма при деформациях пород.

В Заангарье Енисейского кряжа на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвилевского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте  $dT/dH=25-35$  °C/км [2]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение  $And \rightarrow Ky \pm Sil$  [3]. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет [4]. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) [5] (рис. 1, а).

Низкий метаморфический градиент от 7 до 14 °C/км обусловлен утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород при скорости процессов около 1–10 мм/год [6]. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию  $P$ - $T$ - $t$  трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозивной денудацией перекрывающих комплексов (по часовой стрелке – CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (против движения часовой стрелки – CCW). Декомпрессионное остывание с низким  $dT/dH \leq 12$  °C/км пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рис. 1, а), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма [7, 8]. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на

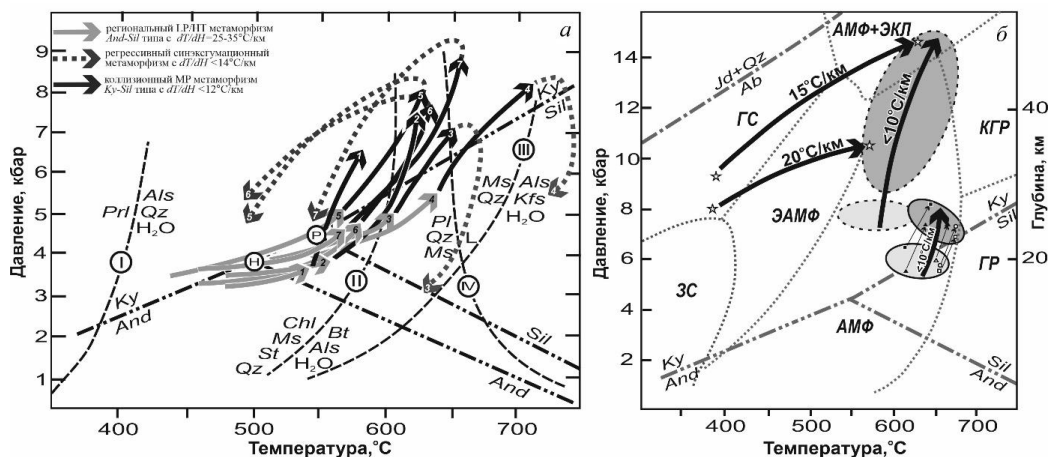
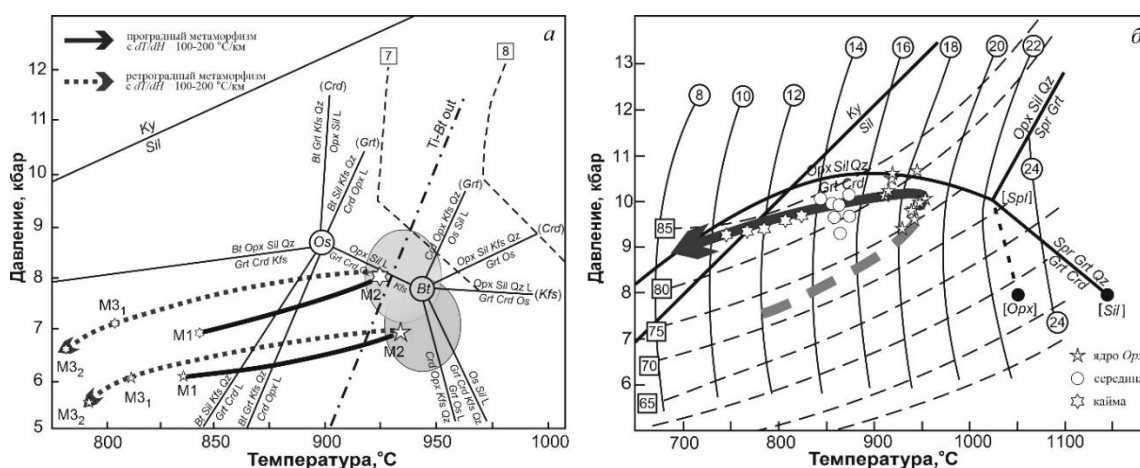


Рис. 1.  $P$ - $T$ - $t$  тренды эволюции метаморфизма для метапелитов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов Заангарья (а) и для тектонитов ПРСЗ (б).



средненижнекорových уровнях глубинности. В качестве примера приведена эволюция  $P$ - $T$  параметров с ходом против часовой стрелки при высоком градиенте до  $200\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{кбар}$ , указывающая на развитие УНТ парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве –  $900\text{--}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$  – с последующим субизобарическим остыванием (рис. 2, а). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма ( $\sim 1750$  млн лет) [9]. Рассчитанные значения температур согласуются с условиями формирования УНТ гранулитов сапфириносодержащих гранулитов Анабарского щита (рис. 2, б) [10].

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов (см. рис. 1, б) [11]. Полихронный динамометаморфизм происходил с повышением давления на  $1.5\text{--}3.0$  кбар при  $dT/dH < 10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$  в сравнении с фоновыми значениями регионального метаморфизма, что, вероятно, было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения давления на  $3\text{--}5$  кбар и температуры на  $180\text{--}240\text{ }^{\circ}\text{C}$  при более высоком градиенте –  $dT/dH = 15\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$  – установлены в тектонитах базитового состава с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями (см. рис. 1, б). Такие превышения  $P$ - $T$  параметров связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и превышением тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [6, 12].



**Рис. 2.**  $P$ - $T$ - $t$  тренды УНТ гранулитов канского комплекса Южно-Енисейского края (а) и Анабарского щита с движением против часовой стрелки (б).

Лучше всего разработаны тектонические модели для гранулитовых комплексов. Для других типов пород, локализованных преимущественно на конвергентных границах литосферных плит, ситуация менее понятна. В частности, это может относиться к высокоградиентным комплексам бластомилонитов, представленным пакетами тектонических пластин и зон с вязкопластичным течением горных масс, подвергнутым быстрому сдвиговому деформациям. В целом же,  $P$ - $T$ - $t$  тренды эволюции пород являются эффективным инструментом для исследования тектоно-термальных процессов при метаморфизме. Интерпретация результатов  $P$ - $T$ - $t$  эволюции пород с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующихся скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, имеет перспективы для корректного решения геодинамических задач.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФ (проект № 21-77-20018).

- [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, London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.
- [3] Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transsiberian Yenisey Ridge, Siberia // International Geology Review. 2011. V. 53. № 7. P. 802–845.

- [4] *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.
- [5] *Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.* P-T-t constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. P. 391–410.
- [6] *Лиханов И.И.* Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- [7] *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.
- [8] *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.
- [9] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.* Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
- [10] *Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А.* Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 5. С. 486–502.
- [11] *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.
- [12] *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. № 1. С. 41–65.



## СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГАРЕВСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

И.И. Лиханов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.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 Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезоэопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднемезопротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2–0.9 млрд лет [1]. Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген [2], сформировавшийся в диапазоне гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980–910 млн лет) и Нордатьян (880–720 млн лет).

С другой стороны, на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет, известных как скучный миллиард, в ряде работ сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизионных событий [3]. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона.

Мы считаем, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом 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 настоящей статье, где приведены геохронологические доказательства раннеэопротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния.

Наименее изученной является северо-западная часть Енисейского кряжа, сложенная древнейшими в Заангарье породами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Эти интенсивно метаморфизованные толщи, расположенные в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, составляют инфраструктуру (наиболее глубокие уровни) коллизионной системы [4]. В строении этого комплекса принимают участие серые биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гнейсами с широким развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород (кварциты, кальцифиры, мраморы) малогаревской толщи [5].

В развитии этого комплекса были выделены три этапа [6]. На первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте  $dT/dH=25-35$  °C/км [7]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (~800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа с  $dT/dH \leq 12$  °C/км [8, 9]. Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастом внедрения 797–792 млн лет, фиксирующим начало распада Родинии [10].

В рамках настоящих исследований были получены новые геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные по петрогенезису, геотектоническим обстановкам формирования, термодинамическим условиям, возрасту метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород ГМК – порфиробластических гранитогнейсов, микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, плагиогранитогнейсов, мигматитов и ортоклазовых лейкогранитогнейсов. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования.

Установлены два новых импульса неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона (930–900 и 880–845 млн лет), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими ранними коллизивно-аккреционными процессами вальгальской складчатости, с которыми связано становление суперконтинента Родиния.

Существенная дополнительная информация об эволюции корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для пород ГМК была получена при Lu-Hf изотопных исследованиях. В отличие от U-Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  – от +0.1 до –10. Модельный возраст  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c$ , рассчитанный по двухстадийной модели, варьируется от 1719 до 2421 млн лет. Преобладают значения модельного возраста, предполагающие довольно длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов –  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  от +0.9 до –0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствуют палеопротерозойские значения модельного возраста –  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c=1838–1916$  млн лет. Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом – Hf от –2.2 до –10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлен более древний модельный возраст –  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c=1965–2357$  млн лет. Подобная специфика характерна для гранитогнейсов и порфиробластических плагиогранитогнейсов, в которых преобладают палеопротерозойские значения модельного возраста –  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c=1965–2421$  млн лет, что также может свидетельствовать об их преимущественном образовании из более древних коровых пород.

Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектонотермальных событий на арктической окраине Родинии подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов Северной Атлантики (Лаврентия и Балтика) в диапазоне времени 0.93–0.85 млрд лет, что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [11, 12]. Новые доказательства гренвильских коллизивных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например предположения об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизивных событий.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ (проект № 21-77-20018).

- [1] Богданова С.В., Писаревский С.А., Лу Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- [2] Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // *Geology*. 2010. V. 38. P. 99–102.
- [3] Верниковский В.А., Верникова А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. С. 35–52.
- [4] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // *Геотектоника*. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.
- [5] 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.
- [6] 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.
- [7] Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. P. 391–410.

- [8] *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.
- [9] *Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of the Yenisey Ridge, Siberia // *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* / Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Goncalves, E.G. Grosch. Geological Society of London Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.
- [10] *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.
- [11] *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. С. 883–899.
- [12] *Johansson Å.* From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond // *Precambrian Research*. 2014. V. 244. P. 226–235.



## ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРАЗЛОМНЫХ ТЕКТОНИТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА НА РАННИХ ЭТАПАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

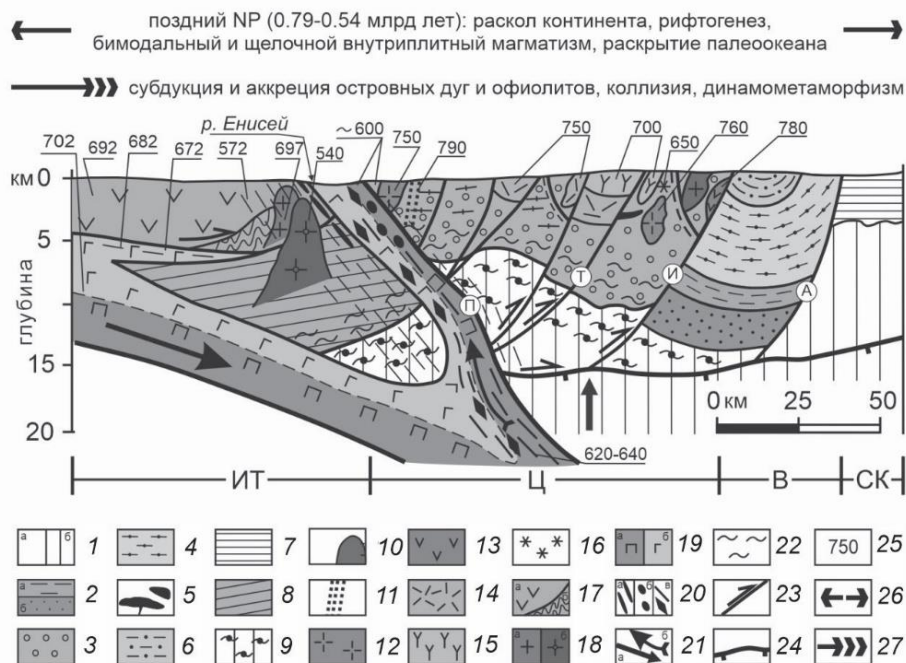
И.И. Лиханов

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

Докембрийские террейны (Исаковский и Предивинский), 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 [3]. Согласно современным данным Палеоазиатский океан образовался между Северо-Американским и Сибирским кратонами в результате распада суперконтинента Родиния по разным оценкам в период от 1000–900 до 720 млн лет назад и существовал до конца палеозоя [4]. На Енисейском кряже 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].

Палеоазиатский океан понимается как система разновозрастных структур, которые были сформированы в пределах океанической литосферы и затем в ходе последующих эпох тектогенеза причленились к Сибирскому кратону [6]. Этот этап отчетливо проявлен в узкой полосе вдоль современной 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 Палеоазиатского океана – от формирования фрагментов океанической коры и их аккреции к Сибирскому кратону до постаккреционной 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 (рисунок) [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, вероятно, субдуцировали под активную окраину Сибирского континента с формированием минеральных ассоциаций глаукофансланцевого метаморфизма. На постсубдукционной стадии глаукофансодержащие породы подвергались интенсивным синэксгумационным 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 постколлизийных лейкогранитов Осинковского массива (550–540 млн лет), прорывающих ранние фрагменты океанической коры Исаковского террейна [7]. Установленные поздненеопротерозойские рубежи эволюции Исаковского террейна согласуются с данными Кэвуда и др. [4] по развитию Палеоазиатского океана в южном сегменте ЕСБП, опирающимися на датировки детритовых цирконов осадочных толщ складчатого обрамления юга Сибирского кратона. В глобальном масштабе эти этапы сопоставляются с заключительной фазой распада Родинии, фиксирующей отчленение Сибирского кратона от Лаврентии и раскрытие Палеоазиатского океана с последующими процессами субдукции, аккреции и динамометаморфизма [9, 10].



**Схема геодинамических событий в поздненепротерозойской (0.79–0.54 млн лет) эволюции северо-западной части Северо-Енисейского кряжа.**

Блоки: Ц – Центральный, В – Восточный, ИТ – Исаковский террейн; СК – Сибирский кратон. Разломы: А – Анкиновский, И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский. 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 (NP); 7 – (МР) и (NP) нерасчлененные; 8 – (РР-NP) нерасчлененные; 9 – кора мигматизированная; 10 – гранодиориты (NP<sub>1</sub>); 11 – бимодальные дайки; 12 – граниты (NP<sub>2</sub>); 13–16 – рифтогенные ассоциации (NP<sub>3</sub>): 13 – плагиофиолит-базальтовая, 14 – риолит-базальтовая, 15 – трахибазальт-трахитовая, 16 – щелочно-ультраосновная; 17–20 – Исаковский террейн (NP<sub>3</sub>): 17 – породные комплексы: а – вулканиты островодужные, б – осадки, 18 – граниты: а – островодужные, б – постколлизийные, 19 – офиолиты: а – дуниты, перидотиты, б – метагаббро и метабаазальты, 20 – тектонические элементы: а – протрузии, б – меланж, в – метабаазиты с реликтами глаукофана; 21 – движение океанической коры: а – погружение, б – эксгумация; 22 – зоны растяжения; 23 – надвиги и сдвиги с направлениями; 24 – зоны срывов; 25 – возраст, млн лет; 26–27 – тектонические обстановки: 26 – растяжения земной коры, 27 – аккреционно-субдукционные.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФ (проект № 21-77-20018).

[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. № 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. С. 5–27.

[3] Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

[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] Safonova I. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from oceanic plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 6–27.

[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] *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.

[10] *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.





## ПРИМЕНЕНИЕ БПЛА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ И ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ В ЗОНАХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ОЗ. БАЙКАЛ

О.В. Лунина<sup>1</sup>, А.А. Гладков<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, ГАУ ДО ИО «Центр развития дополнительного образования детей», детский технопарк «Кванториум Байкал», anton90ne@rambler.ru

В настоящее время беспилотная аэрофотосъемка стала одним из самых эффективных и доступных методов получения сверхвысокоточных пространственных данных о земной поверхности. Получаемые в результате ортофотопланы и цифровые модели местности (ЦММ) могут иметь пространственное разрешение от первых миллиметров до первых сантиметров на пиксель в зависимости от высоты съемки и технических характеристик камер. В свою очередь, тепловизионная съемка геологических объектов с помощью беспилотного летающего аппарата (БПЛА) также стремится занять достойное место в мировом пространстве и при методически обоснованном подходе к проведению работ может стать эффективным инструментом для характеристики теплового поля Земли, связанного с эндогенными источниками.

На протяжении последних трех лет авторы выполняли исследования, основанные на аэрофотосъемке с помощью БПЛА отдельных участков побережья оз. Байкал, для изучения известных и возможного обнаружения новых деформаций земной поверхности. В отдельных местах удалось провести тепловизионную съемку и сделать важные выводы о перспективах поиска признаков эндогенного тепла в зонах активных разломов. Цель настоящей работы – кратко изложить полученные результаты, имеющие научное и практическое значение для дальнейшего изучения выделенных площадей, которые требуют разностороннего мониторинга деформаций и распределения температур земной поверхности.

За 2019–2022 гг. нам удалось провести аэрофотосъемку на более чем 40 участках в пределах территорий, прилегающих к оз. Байкал. В их число входят площади, которые снимались повторно, если ранее там были обнаружены неизвестные деформации. Для 21 участка с помощью фотограмметрического метода построены ортофотопланы и ЦММ с пространственным разрешением от 1.26 до 20.0 см/пикс.

Сверхдетальные данные аэрофотосъемки были использованы для построения структурно-геоморфологических карт мысов Рытый и Тытери, определения подвижек по разрывам с использованием смещений исходных поверхностей на ЦММ, а также картирования разрывов различного генезиса. Важными результатами стали находки ранее неизвестных нарушений на мысах Рытый и Ото-Хушун [1, 2], а также детализация сети сейсмогенных разрывов на мысе Шартлай, в зоне которых идет поглощение постоянного водотока. Эти объекты выделены нами как одни из первостепенных для различных мониторинговых исследований в Байкальском регионе. При этом основной упор должен быть сделан на изучении смещений земной поверхности. Особое внимание следует обратить на возможность длительных измерений Rn, CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> на участках выявленных разрывов.

Тепловизионные исследования были выполнены фрагментарно на нескольких малых участках вдоль побережья оз. Байкал. Для одного из них результаты изложены в работе [3]. В ходе анализа полученных тепловых карт и их сопоставления с ортофотопланами нами сделан ряд важных выводов общего значения:

– в дневное время наиболее холодными являются участки с зеленой растительностью (деревья, кусты, травянистые участки), а наиболее горячими – каменистые участки и выходы коренных горных пород, при этом разница температур таких участков в конце сентября на западном побережье оз. Байкал достигает 20–21 °С;

– в ночное (утреннее до восхода солнца) время ситуация меняется в противоположную сторону – наиболее холодными являются каменистые участки, в том числе выходы коренных

горных пород, а наиболее теплыми – участки с зеленой растительностью (разница температур при этом достигает 8–9 °С), если они не покрыты изморозью или росой;

– при покрытии растительности росой или изморозью в ночное/утреннее до восхода солнца время ситуация может поменяться на обратную, поэтому при поиске признаков эндогенного тепла необходимо учитывать климатические и погодные условия съемки, а также время года.

– разрывы в конусах выноса аллювия, не связанные с криогенными процессами, могут не пропускать тепло по ряду причин, одна из которых – глинистые прослои в строении конусов и дельт и заполнение разрывов их продуктами;

– наиболее подходящими местами для поиска источников подземного тепла являются свободные от растительности коренные трещиноватые выходы горных пород, а также прибрежная зона с водной поверхностью.

В итоге можно прийти к заключению, что поиск признаков эндогенного тепла возможен и эффективен с использованием фотографической и тепловизионной съемки с помощью БПЛА, но необходимы предварительные эксперименты и анализ ситуации на участке исследований с целью исключения «типичных» аномалий, не связанных с геотермальной энергией Земли.

Таким образом, применение БПЛА для изучения деформаций и теплового поля позволило получить многочисленные новые данные по сейсмотектонике побережий оз. Байкал и взаимосвязанным процессам, происходящим в зонах активных разломов. Результаты анализа тепловизионной съемки определенно выходят за рамки уровня региональных исследований и могут иметь большое практическое значение.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-385001 р\_Наставник.

- [1] Лунина О.В., Гладков А.А. Феномен разрывообразования в дельтовых отложениях мыса Рытый на северо-западном побережье оз. Байкал // Геология и геофизика. 2022. Т. 62. № 2. С. 149–162.
- [2] Лунина О.В., Гладков А.А., Денисенко И.А. Признаки крипа в зоне влияния Зундукского разлома на северо-западном побережье озера Байкал // Известия ИГУ. Серия Науки о Земле. 2021. Т. 35. С. 57–70.
- [3] Лунина О.В., Гладков А.А. Первые результаты тепловизионной съемки геологических объектов на Байкале с использованием квадрокоптера // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 73–78.



## СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЧИМАЛГИНСКОГО МАССИВА ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА И СЕВЕРНОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

М.В. Лучицкая<sup>1</sup>, М.В. Герцева<sup>2</sup>, А.В. Ганелин<sup>1</sup>, И.В. Сысоев<sup>2</sup>, М.В. Маскаев<sup>1</sup>,  
Д.В. Алексеев<sup>3</sup>, А.В. Травин<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, luchitskaya@ginras.ru

<sup>2</sup> Москва, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Московский филиал, m.gertseva@mfvsegei.ru

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, travin@igm

Структура Верхояно-Колымской складчатой области была сформирована в результате коллизии Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента (супертеррейна) на рубеже поздней юры – раннего мела [6–8]. Характерным элементом этой структуры являются пояса гранитных батолитов, среди которых выделяются два крупных продольных батолитовых пояса – Главный и Северный [8]. Главный (Колымский) батолитовый пояс состоит из позднеюрских – раннемеловых гранитоидных батолитов, имеет протяженность более 1100 км при ширине до 300 км. Гранитоидные массивы образуют вытянутые тела, параллельные простиранию Верхояно-Колымского складчатого пояса. Гранитоиды прорывают триасовые и нижневерхнеюрские осадочные отложения Кулар-Нерского сланцевого пояса, средневерхнеюрские терригенные отложения Инъяли-Дебинского пояса и верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Уяндино-Ясачненского вулканического пояса. Северный пояс раннемеловых гранитоидных батолитов широтно простирается на  $\square$ 600 км вдоль северной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна и образует две ветви – северную и южную, расходящиеся в западном направлении. Гранитоиды Бакинского, Куранахского и Эликчанского массивов северной ветви и ассоциирующие с ними одновозрастные раннемеловые вулканиты и субвулканические образования объединены нами вслед за Е.В. Афанасьевой в северный вулканоплутонический пояс. Гранитоиды пояса интродуцируют смятые в складки юрские терригенные толщи, раннемеловые вулканогенные образования и перекрываются верхними горизонтами апт-позднемеловых эффузивов. Несмотря на длительное изучение гранитоидов Главного и Северного поясов продолжается дискуссия касательно возраста основных этапов гранитоидного магматизма и геодинамической обстановки их формирования [1, 5, 6, 8, 10, 12, 14, 15].

Последнее обобщение U-Pb SIMS геохронологических данных для гранитоидов Главного и Северного поясов показывает, что основной интервал возрастов составляет 158–144 (пик 150 $\pm$ 3) и 140–129 млн лет соответственно [12]. Для гранитоидов Чималгинского массива центральной части Главного батолитового пояса, прорывающих метаморфизованные в зеленосланцевой фации терригенные породы протерозойского (?) возраста, верхнесилурийские известняки и верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения в бассейне среднего течения р. Индигирка, авторами получены оценки возраста 152 $\pm$ 1 и 150 $\pm$ 1 млн лет (U-Pb SIMS) и интегральный возраст амфибола 145.5 $\pm$ 5.1 млн лет (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar). Они коррелируют с возрастом 152–150 млн лет вмещающих вулканитов среднего и кислого состава Уяндино-Ясачненского вулканического пояса [2]. U-Pb SIMS возраст цирконов из гранитоидов и вулканитов Северного вулканоплутонического пояса составляет 127–121 млн лет.

В гранитоидных массивах Главного пояса преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты, которые рассматриваются как коровые образования I-S петрогенетического типа [4, 9]. В меньшей степени развиты породы гранит-лейкогранитной формации, сопоставляемые с гранитами S-типа [3, 8]. По данным авторов [12], гранитоиды Главного пояса соответствуют высокофракционированным магнезиальным пералюминиевым гранитам S- и I-типа. Гранитоиды

Чималгинского массива (гранодиориты, граниты, лейкограниты) имеют смешанные петрогеохимические характеристики, позволяющие сравнивать их с гранитами I- и S-типа. С гранитами I-типа их сближает присутствие биотита, роговой обманки и клинопироксена среди темноцветных минералов, отсутствие первичного мусковита, преобладание известково-щелочных и умеренно-глиноземистых разностей, низкие содержания Pb, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; с гранитами S-типа объединяет наличие железистых и магнезиальных разностей для высококремнеземистых составов, присутствие агрегатов высокоглиноземистых минералов в ассоциации с калиевым полевым шпатом, альбитом и шпинелью, указывающее на присутствие метапелитов гранулитовой фации в области источника магм. Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидов Чималгинского массива и соотношение ряда петрогенных оксидов в них указывают на гетерогенный источник гранитных расплавов. Отрицательные величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  от -2.98 до -6.23, высокие первичные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0.70732 до 0.70909 и мезопротерозойский модельный возраст гранитоидов свидетельствуют об участии достаточно зрелого материала континентальной коры в их петрогенезисе.

Гранитоиды Северного батолитового пояса имеют широко варьирующий состав – от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов. Ранее было установлено, что они обладают повышенной щелочностью по сравнению с гранитоидами Главного батолитового пояса, принадлежат к магнетит-ильменитовой феррофации и относятся к магматическим образованиям латитового ряда [8, 10]. Авторы [12] относят их к I-типу гранитов. По нашим данным, гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов Северного вулканоплутонического пояса (гранодиориты, граниты, гранит-порфиры) имеют петрогеохимические характеристики гранитов I- и S-типа, а гранитоиды Бакынского массива имеют ряд геохимических особенностей, в том числе составы биотитов, сближающих их с гранитами A-типа. Гранитоиды и разновозрастные баррем-аптские вулканиты по сочетанию ряда петрогенных и редких элементов также соответствуют магматитам трансформной окраины или границ скольжения плит [13]. Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидов Бакынского, Эликчанского и Куранахского массивов ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от -4.81 до +0.97;  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ; от 0.70497 до 0.70734) указывают на взаимодействие мантийного и корового компонента в источнике гранитоидных расплавов.

Трактовка геодинамической обстановки формирования гранитоидов Главного батолитового пояса не является однозначной. Ранее формирование гранитоидов связывали с этапом коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с Верхоянской окраиной Сибирского (Северо-Азиатского) кратона в позднеюрское – раннемеловое время [3, 6–8, 11]. При этом зарождение магматических очагов гранитоидов имело место в надсубдукционных условиях, но основное становление интрузий происходило в связи с коллизией [9]. В последнее время на основании U-Pb SIMS геохронологических данных по гранитоидам Главного пояса и вулканитам Уяндино-Ясачненской дуги показано, что они являются разновозрастными и относятся к Андийскому островодужному типу [12]. I-S характер гранитоидов Чималгинского массива Главного батолитового пояса, сходство их геохимических особенностей с таковыми островодужного типа гранитов и с вмещающими вулканитами кислого состава Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, а также одинаковые U-Pb оценки возраста гранитоидов и вулканитов позволяют предполагать окраинно-континентальную обстановку формирования гранитоидов при активности Уяндино-Ясачненской вулканической дуги. Возможно наличие сдвиговых скольжений вдоль зоны субдукции под Уяндино-Ясачненскую дугу. Формирование вулканоплутонической ассоциации Северного вулканоплутонического пояса происходило в обстановке постколлизии растяжения после завершения коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского континента с ранее аккретированным Колымо-Омолонским микроконтинентом. Постколлизии растяжение имело место в режиме границ скольжения плит.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00197, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счет субсидии.

- [1] Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (северо-восток Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
- [2] Ганелин А.В., Лучицкая М.В., Маскаев М.В. U-Th-Pb (SIMS) датирование и условия формирования вулканитов Индигирского разреза Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (северо-восток Азии) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 11–16.
- [3] Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
- [4] Иванов А.И., Трунилина В.А., Зайцев А.И. Петро- и геохимический состав гранитоидов Чималгинского массива (Восточная Якутия) // Вестник СВФУ. Серия Науки о Земле. 2017. № 4. С. 22–30.

- [5] Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. О времени формирования гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса: опыт согласования геологических данных и результатов изотопного датирования (северо-восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 45–62.
- [6] Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского. М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
- [7] Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
- [8] Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- [9] Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента) / Ред. Л.М. Парфенов. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 152 с.
- [10] Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Вулканоплутонические пояса северо-востока Якутии. Якутск: ГУПНИПК «Сахаполиграфиздат», 2007. 152 с.
- [11] Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.
- [12] Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopyev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Epidocity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. 103272.
- [13] Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // International Geology Review. 2020. V. 63. № 5. P. 601–629. doi:10.1080/00206814.2020.1848646.
- [14] Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.
- [15] Trunilina V.A., Prokopyev A.V. Ore-bearing magmatic systems with complex Sn-Au-Ag mineralization in the North-Eastern Verkhoyansk-Kolyma orogenic belt, Russia // Minerals. 2021. V. 11. 266.



## КУПОЛЬНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ ПРИОЛЬХОНЬЯ: РЕАЛЬНОСТЬ ИЛИ МИФ

А.М. Мазукабзов<sup>1</sup>, Е.В. Скляр<sup>1</sup>, Д.П. Гладкочуб<sup>1</sup>, Т.В. Донская<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>2</sup>,  
А.В. Лавренчук<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mazuk@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Геологическая структура Приольхонья характеризуется ярко выраженной линейностью, что хорошо видно на среднемасштабных геологических картах, составленных за весь период освоения этой территории до возникновения новой глобальной тектоники. Эти представления частично были дополнены В.С. Федоровским, который, приступая к исследованию в Приольхонье, привнес идеи гнейсово-купольного тектогенеза как индикатора коллизии [1–3]. К настоящему времени на территорию Приольхонья коллективом под руководством В.С. Федоровского составлена крупномасштабная геологическая карта. Она опубликована в 2020 г. в журнале «Геодинамика и тектонофизика» [4]. В контурах этой карты нашли отражение региональные линейные структуры, на фоне которых выделяются участки с проявлением гнейсово-купольного тектогенеза. В региональном плане выделяются два типа тектонических единиц. Первый тип объединяет тектонические пластины, характеризующиеся гнейсово-мигматитовыми ассоциациями, а второй – представлен пестрым набором пород (мраморы, кварциты, амфиболиты с отсутствием гнейсов). С первым типом пластин связаны представления о гнейсово-купольных структурах по принципу: если есть мигматит-гнейсовые ассоциации, то должны быть гнейсовые купола. Наиболее четко это отражено в контуре Центральной купольной зоны, где они составляют структурный каркас (рисунок). Существуют представления, что в процессе более поздней сдвиговой деформации часть из них была переориентирована параллельно зонам вязких сдвигов, занятых жильными гранитами.

Мелкие формы, достигающие первых сотен метров, были вынесены на карту по результатам дешифрирования космоснимков и показаны в форме колец и овалов. При анализе гнейсово-купольных структур особое внимание было обращено на результаты картирования наиболее крупных типоморфных структур, размер которых достигал 0.8×1.4 км. Таким примером может служить купол Барсой юго-западного фланга Центральной зоны, в ядре которого показаны сложнейшие интерференционные складчатые композиции. Они не поддаются описанию и легче воспринимаются на разрезе [2]. В результате детальных структурных исследований этой структуры были установлены субвертикально падающие полосчатость и границы литологических типов пород при полном отсутствии мезомасштабных структур. Все границы характеризуются устойчивым северо-восточным простиранием. Следующая структура – Овал Намшинурского фланга

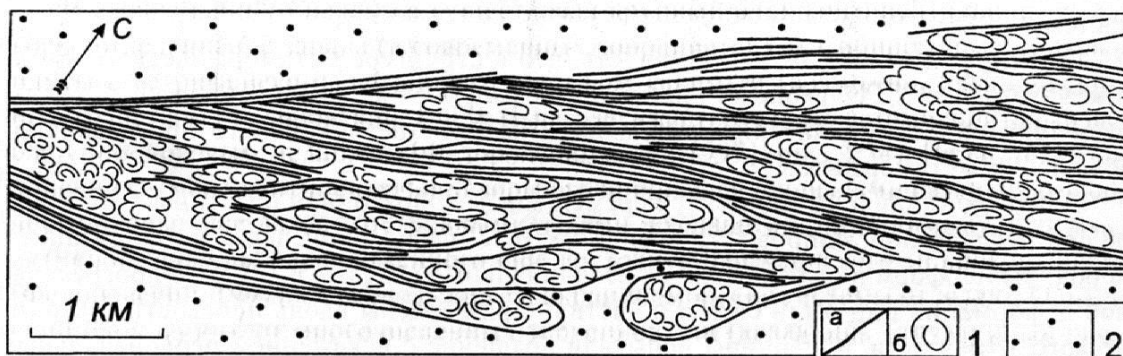


Схема строения Центральной купольной зоны. *1а* – мигматизированные гнейсы с телами жильных гранитов; *1б* – дешифрированные формы мелких куполов; *2* – породы обрамления купольной зоны.

Центральной зоны. Она хорошо просматривается на аэрофотоснимках по овальной форме, что подчеркивается светлоокрашенными мраморами, огибающими ее. В профиле купол интерпретируется как синклиналь либо как грибообразная фигура, соответствующая двугорбой антиформе с синформой в ядре. Последние наблюдения показали, что Овал соответствует фрагменту замка нейтральной сжатой складки с вертикальной осевой поверхностью и крутым шарниром, погружающимся на юго-запад. Юго-западный фрагмент этой структуры перекрыт чехлом рыхлых отложений, что не позволяет восстановить ее конфигурацию и морфологию. Для расшифровки малых кольцевых структур в Центральной зоне степень обнаженности района недостаточная, поскольку ее поверхность задернована и характеризуется пятнистым распространением элювиально-делювиальных обломков гнейсов и амфиболитов, среди которых встречаются небольшие коренные выходы. Не исключено, что большая часть из предполагаемых мелких кольцевых структур в процессе детальных исследований не получит подтверждения. Можно полагать, что Центральная купольная зона соответствует сложной гнейсово-купольной структуре. В таком случае все гнейсово-мигматитовые пластины региона должны относиться к гнейсово-купольным системам, что по структурным данным не соответствует действительности. В итоге явных гнейсово-купольных структур на площади фактически не остается, что ставит под сомнение выделение в Приольхонье гнейсово-купольных структур и возможности масштабного проявления тектогенеза подобного типа. Однако не исключено, что небольшие проявления купольного тектогенеза могут осуществляться при определенных термодинамических условиях.

При подготовке статьи по тектонике Приольхонья, которая, к сожалению, из-за большого объема пока не опубликована, В.С. Федоровский писал: «В начале исследований я выделял здесь массу куполов. По мере углубления работы многие завитушки структур, казавшиеся следствием купольной тектоники, получили другое толкование – и это нормально. Эффект купольной тектоники в регионе ничего не определяет, это лишь небольшие по масштабам коры явления в генеральной структуре. Вводя купольную тему, мы ничего не добьемся в понимании региональной структуры. В целом же купольный тектогенез есть реакция некоей более ранней континентальной коры на ее ремобилизацию в новых тектонических и геодинамических условиях при участии повторного метаморфизма».

Исследования поддержаны РФФИ, проект № 20-05-00005.

- [1] Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф. Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1986. № 5. С. 54–71.
- [2] Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
- [3] Федоровский В.С. Гнейсово-купольный тектогенез как индикатор коллизии // Земная кора и мантия. Т. 1. Иркутск: Наука, 1995. С. 105–106.
- [4] Федоровский В.С., Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Добрецов Н.Л., Котов А.Б., Тевелев А.В. Коллизионная система Западного Прибайкалья: аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 447–452.



## СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА СТАРОРЕЧЕНСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ЗАПАДНОГО ПРИАНАБАРЬЯ

В.В. Марусин<sup>1,2</sup>, Б.Б. Кочнев<sup>1,2</sup>, Д.В. Семенова<sup>3</sup>, Н.В. Быкова<sup>1,2</sup>, Н.А. Иванова<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Новосибирский государственный университет

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, marusinvv@ipgg.sbras.ru

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

<sup>4</sup> Новосибирск, АО «СНИИГГиМС»

Вендские отложения в Западном Прианабарье представлены (в стратиграфической последовательности) старореченской и манькайской свитами, которые залегают на юсмастахской и котуйканской свитах нижнего рифея и согласно перекрываются медвежинской свитой нижнего кембрия [3]. Наиболее изученными являются типовые разрезы этих свит, располагающиеся в районе устья р. Котуйкан (третья фациальная зона / ф.з. по [3]). Благодаря детальной хемо- и биостратиграфической изученности в типовых разрезах, карбонатно-терригенная манькайская свита ранее была отнесена к верхам верхнего венда (немакит-далдынский региогоризонт) [6]. Единственная возрастная оценка для старореченской свиты составляет ~560 млн лет (Rb-Sr датирование аргиллитов) [1]. Детальное определение ее возраста затруднено из-за отсутствия биостратиграфических данных и неоднозначности возрастной интерпретации данных изотопной хемотратиграфии [6]. Последнее обусловлено, во-первых, существенными постседиментационными изменениями изотопных систем [6], а во-вторых – значительной латеральной изменчивостью ее состава и объема [3]. Нами проведено детальное изучение строения старореченской и манькайской свит в наиболее полных разрезах первой и второй фациальной зоны, расположенных по р. Котуй к югу от типовых разрезов. Из-за труднодоступности последний раз они изучались в 70–80-х гг. XX в. и только с точки зрения строения и внутрорегиональной корреляции [3, 5].

Начало формирования старореченской свиты связано с затоплением выровненной поверхности рифейских доломитов и выступов кристаллического фундамента [5]. Снизу вверх старореченская свита характеризуется формированием карбонатных и глинисто-карбонатных отложений в мелководно-морских обстановках со спокойным гидродинамическим режимом (строматолитовая толща I ф.з. и харыялахская толща II ф.з.), эвапоритовых отложений с сульфатно-карбонатной седиментацией (гипсоносная и чимукская толщи в I и II ф.з. соответственно) и отложений внутреннего рампа с активной гидродинамикой и периодическим осушением (битуминозная и кочоконская толщи в I и II ф.з. соответственно). Детальное прослеживание латеральной изменчивости отложений и полученные изотопно-геохимические данные ( $\delta^{13}\text{C}$ ) показывают, что наблюдающееся сокращение мощности старореченской свиты в северном направлении (III ф.з.) связано, во-первых, с уменьшением мощности и выклиниванием ангидритовых пачек, с другой – выклиниванием и/или эрозией верхней части свиты в доманькайское время. На последнее указывают и полученные нами результаты датирования песчаников в основании манькайской свиты.

Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из песчаников в основании старореченской свиты показывают наличие трех крупных популяций. Так, в обр. КТВ 255/1 определения возрастов по обломочным цирконам включают 94 конкордантных датировки, которые отчетливо группируются в три популяции: неопротерозойская (565–928 млн лет; 52 зерна), палеопротерозойская (1.65–2.16 млрд лет; 34 зерна) и небольшая палеопротерозойско-неоархейская (2.38–2.71 млрд лет; 6 зерен). Кроме того, два определения  $1511 \pm 38$  и  $1518 \pm 38$  млн лет не входят в указанные кластеры. Максимумы распределения возрастов составляют для неопротерозойского кластера 600, 685 и 928 млн лет, для палеопротерозойского – 1.97 млрд лет; в неоархейской популяции кластеры не выражены. Минимальное единичное значение возраста в пробе составляет  $565 \pm 8$  млн лет.



В средней части старореченской свиты (чимукская толща) определения возрастов по обломочным цирконам включают 92 конкордантных датировки, которые группируются в две популяции: основная палеопротерозойская (1.65–2.21 млрд лет; 80 зерен) и небольшая палеопротерозойско-неоархейская (2.27–2.92 млрд лет; 11 зерен). Кроме того, присутствует единичное определение  $807 \pm 10$  млн лет, являющееся и единичным минимальным возрастом для всей пробы. Максимумы распределения возрастов составляют для палеопротерозойской популяции 2.04 млрд лет, для более древней – 2.49 млрд лет.

В верхней части свиты (кочоконская толща) определения возрастов по обломочным цирконам включают 100 конкордантных датировок (все из изученных зерен). Они группируются в две основные популяции: неопротерозойскую (540–711 млн лет; 8 зерен) и более многочисленную – палеопротерозойскую (1.87–2.15 млрд лет; 75 зерен). Кроме того, присутствует палеопротерозойско-неоархейская популяция с диапазоном 2.23–3.07 млрд лет из 15 зерен. Также присутствуют единичные, не входящие в эти популяции определения  $519 \pm 8$  и  $1036 \pm 40$  млн лет. Максимумы распределения возрастов составляют 546 и 1931 млн лет.

В песчаниках в основании манькайской свиты определения возрастов по обломочным цирконам включают 88 конкордантных датировок. Они группируются в две основные популяции: кембрийско-неопротерозойскую (520–916 млн лет; 46 зерен) и палеопротерозойскую (1.65–2.13 млрд лет; 30 зерен). Кроме того, присутствует палеопротерозойско-неоархейская популяция с диапазоном 2.45–2.96 млрд лет из 8 зерен. Также присутствуют единичные, не входящие в эти популяции определения  $1180 \pm 42$ ,  $1208 \pm 42$ ,  $1424 \pm 38$  и  $1493 \pm 45$  млн лет. Максимумы распределения возрастов составляют 535 и 2026 млн лет.

Источником древних цирконов (палеопротерозойские и неоархейские зерна) для изученных песчаников являлись породы фундамента Сибирской платформы, выступающие на Анабарском щите и его склонах [5, 9], либо рециклированные обломочные породы более низких горизонтов рифея. Зерна цирконов с возрастом около 1.5 млрд лет могут быть связаны с эпизодом основного магматизма, который отмечается в этом регионе в раннем рифее [4]. Для неопротерозойских зерен источником могут являться внекратонные породы из складчатого обрамления севера Сибирского кратона (Таймырский коллизионно-аккреционный пояс), как это предполагалось ранее [8]. Практически полное отсутствие неопротерозойских зерен в средней части старореченской свиты может быть обусловлено изолированностью бассейна с формированием сульфат-карбонатных эвапоритовых отложений. Единичное определение в основании старореченской свиты  $565 \pm 8$  млн лет хотя и близко к Rb-Sr датировке 560 млн лет [1], не позволяет корректно ограничить максимальный возраст отложений.

Особенный интерес в пробах из верхов старореченской и низов манькайской свиты представляют наиболее молодые поздневендский и кембрийско-неопротерозойский кластеры соответственно. Для первого рассчитанный по семи значениям (за исключением самого молодого определения  $519 \pm 8$  млн лет, скорее всего не имеющего геологического смысла) конкордантный и средневзвешенный возраст составил  $547 \pm 6$  млн лет. Для кембрийско-неопротерозойского кластера в манькайской свите рассчитанный по 30 значениям конкордантный и средневзвешенный возраст составил соответственно  $537 \pm 3$  и  $535 \pm 3$  млн лет. Исходя из имеющихся геологических данных, эти значения с высокой долей вероятности очень близки к истинному возрасту отложений. Источником цирконов для этих кластеров, по всей видимости, являлся туфовый материал, поступавший сюда из районов активного вулканизма, располагавшихся вблизи рубежа венда и кембрия на современной северо-восточной окраине Сибирской платформы. В частности, среди датированных там ранее вулканических пород имеются определения, сходные по значению с полученными по обломочным цирконам [2].

Поскольку в старореченской свите нет ярко выраженных свидетельств перерывов, наиболее вероятно, что вся она могла формироваться в интервале 550–540 млн лет. Сопоставление данных из верхов старореченской и низов манькайской свиты позволяет предполагать, что перерыв между ними мог составлять до 10 млн лет. В пользу этого свидетельствуют также полученные нами данные изотопной хемотратиграфии, согласно которым в изученных разрезах отсутствуют выраженные аналоги глобального негативного экскурса  $\delta^{13}\text{C}$  VASE, возраст которого в Международной хроностратиграфической шкале оценивается около 540 млн лет [7].

Исследования выполнены при поддержке РФФ, проект № 21-17-00052.

[1] Горохов И.М., Семихатов М.А., Турченко Т.Л., Петров П.Ю., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb-Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 16–27.

- [2] Прокопьев А.В., Худoley А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Васильев Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 199–224.
- [3] Хоментовский В.В., Трофимов В.Р. Венд Западного Прианабарья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 3–30.
- [4] Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Сёдерлунд У., Чемберлейн К.Р., Роджерс К. Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири, 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 833–855.
- [5] Юон А.А. Старореченская свита и алданский ярус юго-западного склона Анабарской антеклизы // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 88–100.
- [6] Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Jacobsen S.B., Adams W. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic – Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geological Magazine. 1996. V. 133. P. 509–533.
- [7] Peng S., Babcock L.E., Ahlberg P. The Cambrian Period // Geological Time Scale 2020 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2020. V. 2. P. 565–629.
- [8] 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.
- [9] Rozen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton // Developments in Precambrian Geology. 1994. V. 11. P. 411–459.



## ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Я. Медведев, С.И. Дриль, А.А. Каримов, В.А. Беляев, М.А. Горнова

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

В Дауро-Хэнтейском хребте (Южное Забайкалье) расположено несколько проявлений вулканизма. Вулканиды образуют небольшие покровы и потоки базальтоидов, располагающихся в центральной части хребта. Вулканиды данного региона известны довольно давно. Первые данные о них были опубликованы в 1969 г. [1]. В дальнейшем были проведены исследования проявлений базальтоидов [2–4]. Следует отметить, что авторы этих работ изучали мантийные ксенолиты вулканидов. До последнего времени состав самих базальтоидов был практически не изучен.

Нами были исследованы три проявления вулканидов. Все они приурочены к долине р. Буркал и ее притокам. Первое – Бороздинский голец, второе и третье – устья рек Харчевка и Жарничиха. Все изученные породы относятся к базанитам [5–7]. Петрогенный состав вулканидов довольно однообразен и идентичен для всех объектов. Базаниты слагаются порфиоровыми и афировыми разностями. Порфиоровые вкрапленники представлены оливином, реже – клинопироксеном и совсем редко – плагиоклазом. Основная масса порфиоровых вулканидов сложена мелкими зернами оливина, клинопироксена, плагиоклаза и рудных минералов – титаномагнетита и ильменита, так же как и для афировых разностей. В обоих случаях в интерстициях отмечается нефелин, калиевый полевой шпат, апатит и остаточное стекло. Породы низкокремнистые и высокомагнезиальные за счет присутствия ксенокристов оливина из дезинтегрированных лерцолитов. По своим геохимическим характеристикам все изученные вулканиды относятся к типичным внутриплитным образованиям. Они практически совпадают с основными породами океанических островов (ОИВ) [8]. Более того, наблюдается хорошая сходимость с вулканидами Центрально-Азиатской провинции [9, 10].

Для пород Бороздинского хребта  $Ar/Ar$  методом определен абсолютный возраст, который составил 3.51 млн лет [5]. В связи с идентичностью всех изученных пород, можно предположить аналогичный возраст и для других вулканидов.

Полученные оригинальные данные по изотопии Sr, Nd и Pb показали, что доминирующим мантийным источником являлся источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника [5, 7]. Выяснено, что для всех исследованных вулканидов основным мантийным источником служили оливиновые клинопироксениты (Ol+Cpx+Grt) [5–7]. Кроме того, установлено, что степень частичного плавления мантийного субстрата не превышала 8 % [11]. Были определены P-T параметры формирования исходных расплавов: для вулканидов Бороздинского хребта  $T=1293–1379$  °C и 1.15–1.06 ГПа. Самые высокие параметры были определены для пород р. Жарничиха: 1536 °C и 3.28 ГПа.  $T=1468–1471$  °C и  $P=3.18$  ГПа для базанитов р. Харчевка. Из полученных параметров можно предположить глубины формирования родоначальных расплавов. Наибольшая глубина определена для Жарничихи  $\approx 90$  км, для Харчевки  $\approx 80$  км и, наконец, для Бороздинского гольца  $\approx 45$  км. Следовательно, образование исходных расплавов происходило в условиях астеносферной и литосферной мантии.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0350-2019-0008 и при поддержке РФФИ (проект 20-05-00116) с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

[1] Костяков Н.П., Краснов В.П., Уфимцев Г.Ф., Янковский В.М. Кайнозойские базальты юга Центрального Забайкалья // Известия Забайкальского географического общества СССР. 1969. Т. 5. Вып. 1. С. 11–17.

[2] Рассказов С.В. Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов юга Центрального Забайкалья // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 50–60.

- [3] *Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов К.Д.* Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонефелинитов хребта Хэнтей (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 130–147.
- [4] *Litasov K., Taniguchi H.* Mantle evolution beneath the Baikal rift. Center for Northeast Asian Studies. Tohoku University, 2002. 221 p.
- [5] *Медведев А.Я., Горнова М.А., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А., Иванов А.В., Демонтерова Е.И.* Минералогия, геохимия и Sr-Nd-Pb изотопная систематика позднекайнозойских базанитов Бороздинского гольца (хребет Хэнтей, Южное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 8. С. 1031–1054.
- [6] *Медведев А.Я., Демонтерова Е.И., Каримов А.А., Беляев В.А.* Петрология базанитовых лав Дауро-Хэнтейского хребта (РТ-параметры образования, порядок кристаллизации, источники вещества) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 3. С. 364–381.
- [7] *Медведев А.Я., Дриль С.И., Каримов А.А., Беляев В.А.* Минералогические и изотопно-геохимические особенности базанитов р. Жарничиха (Южное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2022. doi:10.15372/GiG2021191.
- [8] *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Memoirs, London, Special Publications. 1989. V. 42. № 1. P. 313–345.
- [9] *Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.* Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2010. № 3. С. 297–327.
- [10] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.* Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–34.
- [11] *Медведев А.Я., Каримов А.А., Беляев В.А.* Элементы платиновой группы в базанитах Южного Забайкалья (первые данные) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1264–1274.



## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ БИРЮСИНСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

А.С. Мехоношин, Т.Б. Колотилина

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

Бирюсинскому выступу Сибирского кратона были посвящены многочисленные работы известных исследователей геологии Сибири: И.А. Кобеляцкого, М.М. Лаврова, А.Л. Додина, В.Е. Диброва, А.Н. Рассказчикова, С.М. Замараева, А.И. Сезько, А.И. Сизых, А.А. Шафеева и др. В одной из последних монографий, обобщающей сведения по строению южной части Сибирского кратона [1], эта структура называется Бирюсинским террейном. Вне зависимости от названия, авторы сходятся во мнении, что это гетерогенная структура, состоящая из архейского гранулитогнейсового основания (хайламинская серия) и нижнепротерозойских (монкресская и неройская серии) верхних структурных этажей. При различной временной трактовке проявлений эндогенных процессов [2–4] общим являлось то, что породы хайламинской толщи претерпели метаморфизм гранулитовой фации, мигматизацию и регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации; породы монкресской серии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации повышенных давлений [5], а толща пород неройской серии интенсивно дислоцирована и зонально метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации [3].

В результате широкомасштабного геологического доизучения данного региона, предпринятого совместно с рядом ведущих геологических компаний, были получены результаты, которые позволили по-новому взглянуть на возраст этой структуры и параметры метаморфизма слагающих ее вулканогенно-осадочных комплексов. Установлено, что на всем ее протяжении с юго-востока до северо-запада не наблюдается какой-либо зональности по температурам и давлениям образования метаморфических пород и существенных различий между таковыми для пород хайламинской и неройской серии [6]. При этом повсеместно отмечается совмещение на одном уровне эрозионного среза метапелитов и метабазитов, образованных при контрастных РТ-параметрах. Это можно объяснить тем, что в связи с многократными проявлениями пликативных и дизъюнктивных деформаций основная масса пород была пространственно разобщена с парагенными комплексами и в настоящее время эта структура представляет собой сочетание литопластин, образованных на разных уровнях земной коры, наиболее глубинным из которых является Малотагульский блок. По результатам геохронологических исследований ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и U-Pb (SHRIMP)) возраст метаморфизма для пород амфиболитовой фации составляет  $613 \pm 5$  млн лет, а для пород эпидот-амфиболитовой –  $450 \pm 3$  млн лет [6], что отвечает возрасту формирования крупных постколлизийных батолитов гранитного состава, оказавших наибольшее влияние на структурно-тектонический рисунок пород этой зоны.

Металлогеническая специализация комплексов пород данного региона достаточно разнообразна, здесь локализованы титаномагнетит-ильменитовые, ЭПГ-Cu-Ni, золоторудные, полиметаллические и редкометалльные месторождения, образование которых происходило в разных геодинамических условиях. Наиболее крупным из них является Малотагульское месторождение титаномагнетит-ильменитовых руд, считающееся одним из наиболее перспективных месторождений титана этого типа в России. Руды легко обогатимые, возможно выделение ильменитовых и магнетитовых концентратов, последние из которых имеют повышенные содержания ванадия. Рудовмещающими породами являются высокометаморфизованные габброиды одноименного массива [5]. На современном эрозионном срезе массив представляет собой блок, части которого были преобразованы на разных глубинах. Геохимические особенности пород сопоставимы с таковыми высокотитанистых габброидов Центральной Атлантики [7]. ЭПГ-Cu-Ni рудопроявления и месторождения связаны с ультраосновными дунит-перидотит-габбровыми массивами. Массивы имеют доскладчатую природу, часто находятся во вторичном залегании и имеют возраст  $712 \pm 6$  млн лет [8]. Эти массивы можно рассматривать как производные мантийного суперплюма. Многочисленные месторождения золота приурочены как к древним, так и к молодым структурам

внутри террейна. Аройское месторождение связано с Монкресским массивом основных пород, а месторождение Гурбей расположено на стыке террейна и Колбинско-Удинской зоны. В центре террейна находится полуметаллическое месторождение Ергажу с золотосеребряной минерализацией. Оно образовалось под влиянием огнитского комплекса гранитоидов на рубеже 450 млн лет. Близкий возраст имеют Неройское и Нерсинское месторождения мусковита в гранитных пегматитах, которые начали разрабатываться в данном регионе одними из первых. Образование золоторудных и полиметаллических месторождений, по-видимому, обусловлено поздней активизацией данной структуры, связанной с коллизионными процессами. Позднепалеозойское Зашихинское Nb-Ta месторождение, связанное с Халоминским щелочно-гранитным массивом, расположено в зоне сочленения террейна и Дербинского блока Саяно-Енисейского аккреционного пояса. Его образование, вероятнее всего, напрямую связано с приразломной постколлизивной тектоникой.

Таким образом, полученные данные по параметрам и времени проявления метаморфизма показали, что из состава Бирюсинского выступа фундамента Сибирского кратона можно выделить более молодую коллизионную структуру, особенности глубинного строения и геологического развития которой и определили ее металлогеническую специализацию.

- [1] *Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии*: Интеграционные проекты СО РАН / Ред. Е.В. Скляр. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. Вып. 11. 367 с.
- [2] *Галимова Т.Ф., Бормоткина Л.А.* К стратиграфии докембрия Бирюсинской глыбы // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 125–134.
- [3] *Беличенко В.Г., Шмотов А.П., Сезько А.И.* и др. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое: Саяно-Байкальская горная область. Новосибирск: Наука, 1988. 161 с.
- [4] *Сизых А.И., Шафеев А.А.* О соотношении докембрийских комплексов Бирюсинской глыбы и Туманшетского грабена // Геология и геофизика. 1976. № 6. С. 26–34.
- [5] *Мехоношин А.С., Глазунов О.М., Бурмакина Г.В.* Геохимия и рудоносность метагабброидов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1986. 101 с.
- [6] *Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б.* Метаморфизм Алхадырского террейна (Восточный Саян) // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. С. 47–50.
- [7] *Мехоношин А.С., Травин А.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.* Первые результаты датирования процессов преобразования габброидов Мало-Тагульского массива и их связь с тектоническим развитием северо-запада Восточного Саяна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. Вып. 4. С. 206–209.
- [8] *Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д.* Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ОЗЕРНОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

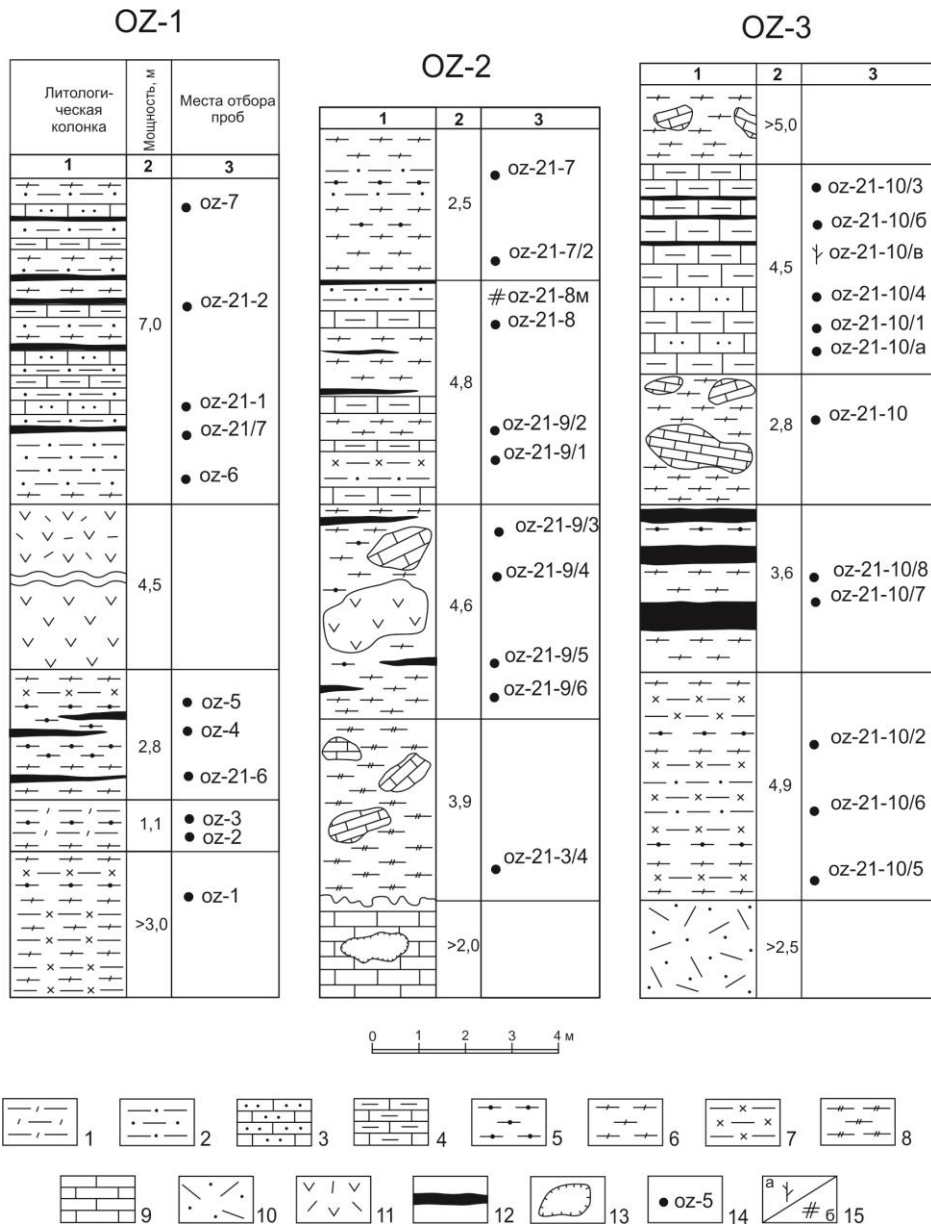
О.Р. Минина, И.В. Гордиенко, Б.Б. Дамдинов, В.С. Скрипников,  
В.С. Ташлыклов, Т.А. Гонегер, В.С. Ланцева, В.Б. Хубанов

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

Уникальное Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в Еравнинском районе, на южной окраине Витимского плоскогорья. В тектоническом плане эта территория рассматривается как палеозойская Удино-Витимская островодужная система, в состав которой входит крупная Еравнинская вулканотектоническая структура, в пределах которой и находится Озернинский рудный узел [2, 3]. Несмотря на высокую степень изученности Озерного месторождения, до сих пор остаются дискуссионными возраст колчеданно-полиметаллических руд, генезис и условия их локализации [1, 4, 5, 8, 9]. Преобладают две точки зрения на происхождение руд – что оно 1) вулканогенно-осадочное [1, 4, 5, 9], 2) гидротермально-метасоматическое [8]. Время формирования месторождения и аналогичных ему проявлений считается, соответственно, раннекембрийским или мезозойским.

Объектом наших исследований стала нижнепалеозойская олдындинская свита, с которой связывают колчеданно-полиметаллические руды на Озерном месторождении. По данным предшественников в олдындинской свите выделены три рудоносных уровня [4, 5, 9]. Собственно озерное месторождение локализовано в озерной пачке верхней подсвиты олдындинской свиты первого рудоносного уровня. Вулканогенно-осадочные породы, вмещающие рудные тела, представлены чередованием известковистых различных по гранулометрии туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых, известковистых и углистых тонкообломочных туффитов, туфов, биокластовых микритовых известняков, известковистых песчаников, псефито-псаммитовых туфоконглобрекчий. Для пород характерны слоистые, часто ритмично-слоистые, волнисто-слоистые текстуры с горизонтальной, линзовидной слоистостью, участками с пологокосоволнистыми текстурами. Рудные тела располагаются среди вышперечисленных пород согласно с их напластованием. Мощности вмещающих пород и рудных тел варьируются от первых сантиметров до десятков метров. В тех и других встречены текстуры подводного оползания и взмучивания слоев, размыва с западинами в подстилающих слоях, заполненных материалом вышележащих слоев, конседиментационные дислокации смещения и разрыва слоев. Среди слоистых туфотерригенных безрудных и рудных пачек присутствуют линзообразные тела кембрийских андезибазальтов и водорослево-археоциатовых биогермных известняков, разнообломочных брекчий. В составе первого рудоносного уровня выделяют пять продуктивных горизонтов [4, 5, 9]. Нами изучены фрагменты разрезов первого ( $C_{10}O_2 OZ_3$ ), второго ( $C_{10}O_2 OZ_4$ ) и «кристаллотуфового» ( $C_{10}O_2 OZ_5$ ) продуктивных горизонтов (рисунок).

Геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов, выделенных из оруденелой туфоконглобрекчий «кристаллотуфового» горизонта. Туфоконглобрекчия имеет сфалерит-пиритовый цемент с примесью карбоната, полевого шпата. Обломки представлены кварцем, полевыми шпатами, сростками микроклина, трахита, обломками карбонатных пород и туфов. Среди детритовых цирконов (70 зерен) обнаружены 50 зерен, которые характеризуются конкордантными оценками возраста. Как показывают результаты U-Pb геохронологического исследования, обломочные цирконы имеют неопротерозойские (580–858 млн лет, 24 зерна) и кембрийские (512.8–551 млн лет, 26 зерен) оценки возраста и позволяют ограничить время накопления туфоконглобрекчий как не древнее позднего кембрия. Источником непротерозойских цирконов могли служить гнейсограниты (783 млн лет) и гнейсы, амфиболиты талалинской свиты (918 млн лет) Амалатского массива [7]. Источником для кембрийских детритовых цирконов были породы олдындинского субвулканического комплекса, распространенные в Озернинском рудном узле [2, 3, 7].



**Фрагменты разрезов первого, второго и «кристаллотуфowego» продуктивных горизонтов озерной пачки.**

1 – кремнистые туффи́ты; 2 – известковистые туфоалевролиты; 3 – известковистые песчаники; 4 – микро-титовые известняки с органическим несортированным детритом; 5 – углистые туффи́ты; 6 – туффи́ты; 7 – известковистые туффи́ты; 8 – известково-туфовый оруденелый цемент брекчии; 9 – известняки биогермные; 10 – туфы кислого состава; 11 – туфы андезидацитового состава; 12 – рудные тела; 13 – карстовые полости в биогермных известняках; 14 – номера проб для петрографических и палинологических исследований; 15 – места сбора: а – водорослей, б – мшанок.

Буквенные обозначения: OZ-1 (C<sub>1</sub>o<sub>1</sub>z<sub>2</sub> oz<sub>3</sub>) – первый рудный горизонт, OZ-2 (C<sub>1</sub>o<sub>1</sub>z<sub>2</sub> oz<sub>4</sub>) – второй рудный горизонт, OZ-3 (C<sub>1</sub>o<sub>1</sub>z<sub>2</sub> oz<sub>5</sub>) – «кристаллотуфовый» горизонт.

Получены новые палеонтологические данные. В прослоях известковистых туфоалевролитов второго продуктивного горизонта обнаружены фрагменты мшанок *Fistulipora* sp. (O-P). В алевролитистых известняках «кристаллотуфового» горизонта установлены трубчатые сифоновые водоросли *Berezella* sp. (C). В результате палинологических исследований (28 проб) выделен представительный палинофлористический комплекс, характеризующийся преобладанием турнейских спор *Acanthotriletes mirabilis* Naum., *Retusotriletes septalis* Jusch., *Euryzonotriletes varius* Kedo, *Lophozonotriletes bellus* Kedo, *Reticulatisporites trivialis* (Kedo) Oshurk., *R. tenellus* (Byvsch.) Byvsch. и др. Палинологические данные позволяют ограничить время накопления изученных отложений озерной пачки турнейским веком раннего карбона, что дает возможность сопоставить



эти отложения с верхней частью разреза кыджимитской толщи ( $D_3fm-C_1t$ ), распространенной северо-восточнее Озерного месторождения, на водоразделе рек Ульзутуй – Левый Сурхэбт, а также в бассейнах рек Кыджимит и Левая Олдында [6, 7].

Таким образом, полученные результаты подвергают сомнению представления о раннекембрийском возрасте отложений, вмещающих полиметаллическое оруденение, и свидетельствуют в пользу их раннекаменноугольного, турнейского возраста.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-27-200141. Датирование детритовых цирконов выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00106.

- [1] Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
- [2] Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
- [3] Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 114–124.
- [4] Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 1972. № 2. С. 3–22.
- [5] Ковалев К.Р., Дистанов Э.Г. О генезисе Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения // Геология и геофизика. 1983. № 1. С. 32–41.
- [6] Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е. и др. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- [7] Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- [8] Царев Д.И. Генезис Озерного колчеданно-цинкового месторождения в Забайкалье // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1983. С. 97–107.
- [9] Тарасова Р.С., Близнюк М.В., Бабкин И.Н. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. Вып. 143. С. 79–97.



## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОВЫКТИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ НАДВИГОВЫХ СЕКТОРОВ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Н.В. Мисюркеева<sup>1</sup>, А.Г. Вахромеев<sup>1</sup>, И.В. Буддо<sup>1</sup>, А.С. Смирнов<sup>2</sup>, И.В. Горлов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mnv@crust.irk.ru,

<sup>2</sup> Тюмень, ООО «Газпром ВНИИГАЗ»

Уникальное Ковыктинское газоконденсатное месторождение (КГКМ) относится к зоне сочленения типично платформенного чехла Сибирской платформы и области ее восточного краевого прогиба. Сложное геологическое строение осадочного чехла месторождения, выявленное по результатам многолетних геологоразведочных работ, оказывает существенное влияние на процесс бурения в виде зон рапопроявлений, газопроявлений и поглощений.

Осложнения в процессе бурения приурочены к верхним соленосным свитам нижнего кембрия, которые, в свою очередь, осложнены наличием линейных антиклинальных валов, многочисленными дизъюнктивно-пликативными деформациями более мелкого ранга.

В 2021 г. начато промышленное освоение газоконденсатных залежей парфе-новского продуктивного горизонта Ковыктинского месторождения, этап кустового бурения эксплуатационных скважин. Также объявлено о решении проектирования глубокого разведочного бурения на углеводородные и гидроминеральные залежи в природном мегарезервуаре нижнего кембрия. В этой связи актуальным представляется учет внутреннего строения надвиговых структур верхнего яруса (аллохтона), характерных для месторождения и прилегающих участков, для обоснования детальной модели геологического строения осадочного чехла. Детализация важна не только для более корректного проектирования ГРП для прогноза и поисков залежей УВ и литиеносных рассолов в межсолевых карбонатных резервуарах нижнего кембрия (аллохтон), но и для безаварийного бурения глубоких скважин на целевые газопродуктивные объекты в природных резервуарах нефти и газа терригенного венда (автохтон).

Привлечение новых геофизических данных (3D МОГТ, 3D ЗСБ) позволило уточнить структурно-тектоническое строение осадочного чехла КГКМ, получить новые представления о модели складчато-надвигового строения месторождения, которая является весьма сложной и формирует существенные проблемы в проектировании и реализации работ.

Практически все скважины КГКМ, вскрывшие коллектор с АВПД, газо- или рапопроявлением в интервале галогенно-карбонатной части разреза, расположены в пределах Орлингской аллохтонной пластины [1–3] со сложным чешуйчатым строением, представляющей собой самостоятельный блок в толще нижнего кембрия, характеризующийся развитием парагенезиса складчато-надвиговых и сдвиговых дислокаций, образованных за счет тангенциального сжатия со стороны складчатого обрамления. Площадь пластины составляет около 2 тыс. км<sup>2</sup> и имеет ограничение рамповой складкой в ее фронтальной части.

Вторая группа скважин с газо- или рапопроявлениями относится к Чканскому месторождению, примыкающему с юга.

Из сопоставления геологических материалов прошлых лет сделан вывод [4] о том, что Орлингская надвиговая пластина, дуплекс, является южным крылом весьма протяженной [5] Марковско-Ичерской надвиговой пластины (системы) Ачиткано-Непского надвигового сектора, затухающей в области сочленения с Предбайкальским сектором Байкало-Патомской надвиговой системы [6–8].

По результатам детального анализа сейсморазведочных работ 3D МОГТ, с учетом материалов предшествующих исследований выявлено, что территория исследования расположена в пограничной зоне стыка двух надвиговых секторов Байкало-Патомского надвигового пояса – южного (Предбайкальского) и центрального (Ачиткано-Непского).

Южная часть Ачиткано-Непского сектора представлена Южно-Усть-Кутской зоной верных структур. С востока, вдоль трансконтинентального Байкало-Таймырского разлома глубинного заложения, расположена Хандинская зона, а на запад она протягивается в виде Орлингской надвиговой пластины.

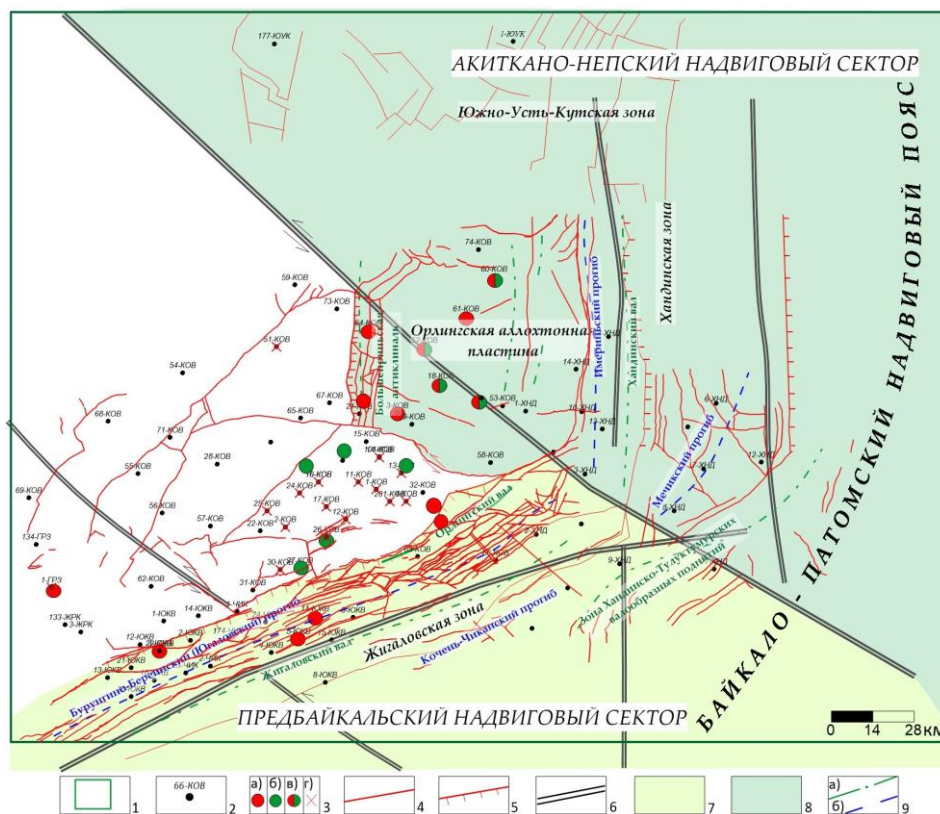
С юго-юго-востока на Ковыктинский выступ надвинута пластина с форландом в виде Жигаловского вала, расположенного над одноименным долгоживущим разломом, заложённым в фундаменте.

На рисунке представлена уточненная схема соотношения надвиговых зон Ачиткано-Непского и Предбайкальского надвиговых секторов (Байкало-Патомский надвиговой пояс) в пределах Ковыктинско-Хандинской площади. Практически все скважины с газо- и рапопроявлениями с АВПД в интервале галогенно-карбонатного комплекса сосредоточены в зонах влияния надвиговых секторов.

Подобные участки, по данным электроразведки, характеризуются пониженными значениями сопротивления/повышенной проводимости. Области повышенной проводимости, по данным ЗСБ, отражают участки развития коллектора, которые при бурении могут проявлять себя выбросами рапы и газа либо поглощениями бурового раствора. Часто отмечается приуроченность подобных участков к зонам повышенной тектонической нарушенности.

Скважины с газопроявлениями и смятием колонн расположены в отдельном блоке, ограниченном тектоническими нарушениями, между двумя секторами.

На сегодняшний день проявления в зоне влияния надвигового пояса на территории месторождения продолжают проявляться при эксплуатационном разбуривании месторождения, что вносит существенные осложнения в процесс освоения месторождения. Надвиговая модель до сих пор не учитывается на этапе постановки кустового бурения.



**Схематическая карта соотношения складчато-надвиговых зон Ачиткано-Непского и Предбайкальского надвиговых секторов в пределах Ковыктинско-Хандинской площади (Ковыктинское ГКМ) (автор Н.В. Мисюркеева).**

1 – контур территории исследования; Скважины: 2 – скважины глубокого бурения; 3 – скважины: а) – с рапопроявлением и АВПД, б) – с газопроявлением, в) – с газо- и рапопроявлением; г) – со смятием колонн; 4 – тектонические нарушения по данным 2D-3D МОГТ в осадочном чехле; 5 – предполагаемые надвиги в осадочном чехле; 6 – тектонические нарушения по фундаменту; 7 – Предбайкальский надвиговой сектор; 8 – Ачиткано-Непский надвиговой сектор; 9 – оси структур: а) – антиклинальных, б) – синклинальных.

Установлено, что осадочный чехол на территории центрального блока Ковыктинского месторождения вовлечен в деформации полей напряжений двух секторов Байкало-Патомского надвигового пояса – Аkitкано-Непского и Предбайкальского. Этим обусловлено более сложное складчато-надвиговое строение осадочного чехла центрального блока. В его контурах в галогенно-карбонатной толще нижнего кембрия выявлена Орлингская аллохтонная пластина со сложным чешуйчатым строением, рамповым фронтальным ограничением.

Выявлена приуроченность зон осложнений газо- и рапо-проявлений в глубоких скважинах к определенным геолого-структурным условиям природного резервуара и их отражение в геофизических полях (сейсмических и геоэлектрических свойствах разреза).

- [1] Вахромеев А.Г., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Сверкунов С.А. Ланкин Ю.К., Смирнов А.С. Гидрогеологические основы локального прогноза флюидонапорных систем с АВПД в карбонатных природных резервуарах кембрия Ковыктинского ГКМ // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 4 (36). С. 49–59.
- [2] Misyurkeeva N.V., Buddo I.V., Shelohov I.A., Vakhromeev A.G., Agafonov Y.A., Gorlov I.V., Smirnov A.S. Feasibility of fault zones fluid permeability assessment from the set of geophysical data // GeoBaikal 2018. Proceedings of 5th International Scientific and Practical Conference. 2018. Irkutsk: EAGE. doi:10.3997/2214-4609.201802046.
- [3] 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. Т. 13. № 2s. 0607. doi:10.5800/GT-2022-13-2s-0607.
- [4] Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Мазукабзов А.М., Шутлов Г.Я., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Огибенин В.В. Верхнеленское сводовое поднятие – главный объект подготовки ресурсной базы Иркутского центра газодобычи // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2019. № 3. С. 38–56. doi:10.20403/2078-0575-2019-3-38.
- [5] 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.
- [6] Сметанин А.В. Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000. 85 с.
- [7] Дубровин М.А. Соляная тектоника Верхнеленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 95 с.
- [8] Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.



## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ИЗИНЗЮЛЬСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА (КУРТУШИБИНСКАЯ ПРЕДДУГОВАЯ ПОДЗОНА, ЗАПАДНЫЙ САЯН)

А.А. Монгуш<sup>1</sup>, Н.И. Гусев<sup>2</sup>, С.Г. Прудников<sup>1</sup>, Ч.М. Хертек<sup>1</sup>, Е.К. Дружкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay\_gusev@vsegei.ru

Куртушибинская подзона входит в состав Саяно-Тувинской преддуговой зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы (ТХОС). Разрез преддуговой зоны в направлении с С-З на Ю-В представляется в следующем виде:  $E_2-S$  турбидиты континентальной окраины,  $V-E_1$  джебашская серия (аккреционная призма), комплексы Куртушибинской подзоны, в т.ч.  $V(?)$  офиолиты,  $V-E_1$  чингинская осадочно-вулканогенная толща и другие, а также комплексы Хемчикско-Тапсинской и Сыстыгхемской преддуговых подзон, слагающих, соответственно, выходы фундамента и  $E_2-S$  осадочный чехол Хемчикско-Сыстыгхемского коллизионного прогиба. Комплексы Куртушибинской подзоны, по литологии близкие к таковым Хемчикско-Тапсинской подзоны, представляют собой, видимо, краевые выходы фундамента этого прогиба, который был образован в течение  $E_2-O_1$  коллизии на месте преддуговой зоны ТХОС [1].

Изинзюльский (макаровско-орешковский) габбро-диорит-плагиогранитный комплекс малых интрузий вмещается чингинской толщей [2]. Чингинская толща согласно залегает на куртушибинских офиолитах [3, 4]. Как в куртушибинских офиолитах, так и в чингинской толще залегают бониниты [2, 5, 6], что предполагает парагенетическую связь этих трех комплексов и их формирование на ранней стадии субдукции. Чингинская толща состоит из  $V$  нижней подтолщи, сложенной метабазами и прослоями сланцев, и  $V_2-E_1$  верхней подтолщи, сложенной сланцами и прослоями метабазальтов ( $V$  макаровская и  $E_1$  орешская толщи соответственно по [2]). Малые тела изинзюльского комплекса в основном находятся в нижней подтолще. Чингинская верхняя подтолща представляет собой, вероятно, осадочный чехол  $V-E_1$  преддугового бассейна, который является экраном (барьером) при осаднении золото кварцевого оруденения Амыло-Сыстыгхемского золоторудного узла, связанного с изинзюльским комплексом [7].

В состав изинзюльского комплекса входят амфиболовые габбро, габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, образующие штокообразные тела, и их мелко- и микрозернистые разновидности в дайко- и жилообразных телах; последние переходят в золотоносные кварцевые жилы. Породы пропилитизированы, березитизированы и окварцованы, а вмещающие их чингинские метабазальты зеленокаменно полностью изменены или превращены в альбит-эпидот-актинолитовые сланцы.

По петрохимическому составу породы изинзюльского комплекса характеризуются (в мас. %) низкой глиноземистостью ( $Al_2O_3=13.0-15.6$ ), нормальной щелочностью ( $Na_2O+K_2O=2.5-4.4$  в основных и  $4.9-6.6$  в средних и кислых породах), низкой калиевокостью ( $K_2O=0.10-0.38$ ). Содержания  $TiO_2$  в габбро и диабазах повышенные и варьируются –  $1.28-1.68$ , в породах среднего состава:  $0.82-1.17$ , в кислых разновидностях:  $0.12-0.53$ .

Для базитов данного комплекса характерны слабо фракционированные спектры редких элементов на уровне E-MORB ( $La_n/Yb_n=1.8-2.2$ ,  $Th_n/Yb_n=1.7-2.5$ ). Для средних и кислых пород на нормированных графиках распределения РЗЭ отмечается слабое фракционирование от легких к средним РЗЭ ( $La_n/Sm_n=1.4-1.7$ ) и плоский или слабый положительный наклон спектров от средних к тяжелым РЗЭ ( $Gd_n/Yb_n=0.8-1.1$ ), а на графиках распределения редких элементов отмечаются слабые Ta-Nb и сильные Sr и Ti минимумы. Базиты изинзюльского комплекса по геохимическому составу не отличаются от метабазальтов чингинской толщи, что подтверждается и данными [2].

Для датировки возраста изинзюльского комплекса проведены геохронологические исследования U-Pb методом по зернам циркона из образца плагиогранита КИ-18/15. Образец отобран из мелкозернистых (1.0–2.5 мм) плагиогранитов в докольной террасе верховьев р. Изинзюль. Порода имеет гипидиоморфно-зернистую структуру, состоит из кварца (30–35 %), альбитизированного плагиоклаза (65 %), серицита <5 %, единичных зерен циркона.

Датирование циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитик П.А. Львов). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность циркона. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [8]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668 для стандартного циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет [9]. Погрешности единичных анализов (отношений и возраста) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Построение графиков проводилось с помощью программы ISOPLOT/ET [10].

Монофракция циркона из образца КИ-18/15 представлена светло-розовыми, полупрозрачными и мутными, с включениями и трещинками, субидиоморфными призматическими кристаллами и овальными зёрнами. Длина зерен 120–200 мкм, коэффициент удлинения 1.5–3.0. В катодолюминесцентном освещении цирконы имеют слабое свечение и следы тонкой ритмичной (магматической) и секториальной зональности. Содержание U=455–1269 ppm, Th=123–665 ppm, Th/U=0.28–0.54. По результатам U-Pb датирования десяти зерен получен конкордантный возраст 538±4 млн лет (таблица, ранний кембрий, томмотский век), который рассматривается как время кристаллизации плагиогранитов.

#### Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен циркона (SHRIMP-II) из плагиогранита изинзюльского комплекса, образец КИ-18/15

№ точки	% <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	Ppm U	Ppm Th	<sup>232</sup> Th / <sup>238</sup> U	Ppm <sup>206</sup> Pb*	(1) <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Age		Total <sup>238</sup> U ± % / <sup>206</sup> Pb		Total <sup>207</sup> Pb ± % / <sup>206</sup> Pb		(1) <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb* ± %		(1) <sup>207</sup> Pb* ± % / <sup>206</sup> Pb*		(1) <sup>207</sup> Pb* ± % / <sup>235</sup> U		(1) <sup>206</sup> Pb* ± % / <sup>238</sup> U		errcont
						±6.8	±6.8	±6.8	±6.8	±6.8	±6.8	±6.8	±6.8	±6.8	±6.8	±6.8	±6.8			
1.1	0.00	761	347	0.47	57	539.3	±6.8	11.46	1.3	0.0579	2.5	11.46	1.3	0.0579	2.5	0.696	2.8	0.0873	1.3	,468
2.1	0.00	683	320	0.48	51.8	545.2	±6.9	11.33	1.3	0.0584	4.2	11.33	1.3	0.0584	4.2	0.711	4.4	0.0883	1.3	,303
3.1	0.00	711	318	0.46	53.8	544.2	±6.9	11.35	1.3	0.0579	2.4	11.35	1.3	0.0579	2.4	0.703	2.8	0.0881	1.3	,476
4.1	0.00	1269	665	0.54	94.8	537.6	±6.6	11.5	1.3	0.05787	1.4	11.5	1.3	0.05787	1.4	0.694	1.9	0.087	1.3	,674
5.1	0.00	455	123	0.28	33.8	534.5	±6.8	11.57	1.3	0.0567	2.5	11.57	1.3	0.0567	2.5	0.676	2.8	0.0864	1.3	,475
6.1	0.00	942	320	0.35	70.9	541.4	±6.8	11.41	1.3	0.05827	1.5	11.41	1.3	0.05827	1.5	0.704	2	0.0876	1.3	,667
7.1	0.00	896	428	0.49	67.2	539.9	±6.8	11.45	1.3	0.0572	2.6	11.45	1.3	0.0572	2.6	0.689	2.9	0.0874	1.3	,448
8.1	0.00	596	189	0.33	44.6	538.9	±6.8	11.47	1.3	0.05819	1.5	11.47	1.3	0.05819	1.5	0.7	2	0.0872	1.3	,658
9.1	0.00	483	190	0.41	35.3	526.3	±6.8	11.76	1.3	0.0583	1.8	11.76	1.3	0.0583	1.8	0.683	2.2	0.0851	1.3	,597
10.1	0.00	1135	578	0.53	84.1	533.6	±6.6	11.59	1.3	0.059	2.4	11.59	1.3	0.059	2.4	0.702	2.7	0.0863	1.3	,478

Примечание. Ошибки составляют 1-σ. Pb<sub>c</sub> и Pb\* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка при стандартной калибровке составила 0.49 % (не входят в вышеуказанные ошибки). (1) – обыкновенный Pb, скорректированный с использованием измеренных <sup>204</sup>Pb.

Возраст и геологическое положение изинзюльского комплекса свидетельствуют о его формировании, наряду с базальтовыми прослоями в чингинской верхней подтолще, в преддуговой зоне на субдукционно-аккреционном этапе [11]. Добавим, что Душкунгский гипабиссальный габбровый массив, расположенный в юго-западной части Куртушибинской подзоны, на основании геохимических и Ar-Ar геохронологических (538±5 млн л) данных [12] может быть отнесен к изинзюльскому комплексу.

Исследования проводились в соответствии с государственным заданием ТувИКОПР СО РАН.

- [1] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
- [2] Попов В.А., Митус А.И., Нечаева С.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Лист N-46-XXIX. Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2003. 135 с.
- [3] Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156.
- [4] Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П. и др. Венд-нижнекембрийская чингинская толща Западного Саяна: строение, состав и геодинамическое положение // Добрецовские чтения: наука из первых рук: Материалы конференции. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2022.
- [5] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994. № 7–8. С. 182–199.
- [6] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- [7] Монгуш А.А. Тектоническая позиция Амыло-Сыстыгхемского золоторуднороссыпного узла (Тува, Западный Саян) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2016. Вып. 14. С. 95–102.
- [8] Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 19 p.
- [9] Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 155–170.
- [10] Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. № 1. 46 p.
- [11] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
- [12] Монгуш А.А., Кужугет Р.В. Надсубдукционные преддуговые габбро Душкуннугского массива (Тува): необычный геохимический состав и проблема геодинамической интерпретации // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 41–49.



## ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ ХАМСАРИНСКОЙ (?) СВИТЫ В РАЙОНЕ ОЗ. ОЮКТАР (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.А. Монгуш, Ш.Н. Ооржак, Е.К. Дружкова

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

Хамсаринская свита распространена в одноименной подзоне Таннуольско-Хамсаринской V–Є<sub>1</sub> островодужной зоны (террейна). Исследования последних лет показали, что к этой свите отнесены разные образования. В частности, геохронологические датировки вулканитов свиты в восточной части Хамсаринской подзоны показали их O<sub>2</sub> или P<sub>2</sub> возраст [1], что, видимо, обусловлено отнесением к хамсаринской свите более молодых стратиграфических подразделений по итогам геологосъемочных работ. По данным ГДП, хамсаринская свита имеет существенно вулканогенный состав – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты и их туфы, с которыми ассоциируют известняки и карбонатные, карбонат-кварц-сланцевые сланцы. Вулканиты принадлежат к базальт-андезит-риолитовой формации нормального и низкощелочного ряда K-Na серии (при преобладании Na). Свита фациально не выдержанна, частные разрезы между собой коррелируются с трудом, общая мощность свиты составляет около 5300 м. Ее Є<sub>1</sub> возраст обоснован комплексом органических остатков в карбонатных породах – археоциат *Ajascyathus cf. jennisicuc* Vologd., *Coscinyathus aff. subtilis* Vologd. и др. [2].

Оз. Оюктар находится в центральной части Хамсаринской подзоны, на левобережье р. Бедий, правого притока р. Хамсара. Оно имеет вытянутую в широтном направлении форму, располагаясь в долине р. Саарыг, притока р. Бедий. К югу и северу от этой озерно-речной долины находятся горно-таежные массивы, на которых закартированы поля выходов хамсаринской Є<sub>1</sub> осадочно-вулканогенной свиты и PZ<sub>1</sub> гранитоидов [3]. На этих массивах летом 2017 г. авторами были проведены полевые работы с целью опробования вулканитов хамсаринской свиты. В настоящем сообщении приведены первые данные об их вещественном составе. Е.К. Дружковой проводилось петрографическое изучение шлифов.

В маршруте на горный массив к югу от оз. Оюктар, в условиях плохой обнаженности, редко встречались массивные и слоистые темнополосчатые известняки, а также, в курумниках, базальты, мелкозернистые габбро и красные граниты (полевые определения). Всего было отобрано 9 образцов, в т.ч. 5 базальтов, 1 мелкозернистый измененный монцодиорит, 1 монцодиорит-порфир, 1 измененный альбитит, 1 щелочной гранит состава: кварц, калишпат-пертит, эгирин-авгит ~5 % и рибекит <1 %. Для базальтов характерны миндалекаменные текстуры, в порфиризовидных включениях – плагиоклаз или, как в образце ЮО-8/17, – актинолит и микрочешуйчатая светло-желтая слюда. Основная масса интерсертальная. Образец базальта ЮО-2/17 отличается тем, что интерстиции лейстовидных кристаллов альбита выполнены мелкочешуйчатым агрегатом биотита, хлорита и рудного, при этом биотит, вероятно, является продуктом девитрификации вулканического стекла.

В бассейне р. Хамсара, в районе оз. Шурам-Холь, ранее были изучены габбровые и габбро-монцонитовый массивы с возрастом 499±6 млн лет (Є<sub>2</sub>), прорывающие V–Є<sub>1</sub> осадочно-вулканогенные образования [4]. К этой Є<sub>2</sub> габбро-монцонитовой ассоциации, вероятно, относятся и наши монцодиориты. Аналогичный возраст, 503±2 млн лет, имеют габброиды хойтоокинского комплекса Хамсаринской подзоны, которые в районе Ак-Сугского Cu-Mo-порфирирового месторождения прорывают отложения хамсаринской свиты и пересекаются гранитоидами таннуольского комплекса с радиологически установленным Є<sub>2</sub> возрастом [5].

В горном массиве к северу от оз. Оюктар наблюдалось чередование базальтов и красных гранитов. Здесь было отобрано 11 образцов, из которых 8 – базальты, 2 – туфы базальтов и 1 – мелкозернистый гранит с составом: плагиоклаз + калишпат-пертит (пелитизированные) – 70 %, кварц – 25 %, рудный <1 %, хлорит+кальцит (псевдоморфно по первичному темноцвету) – 5 %, аксессуарные минералы представлены игольчатым апатитом, сфеном и цирконом. Для базальтов характерны массивные текстуры, иногда – редкие миндалины, а также порфирировые выделения



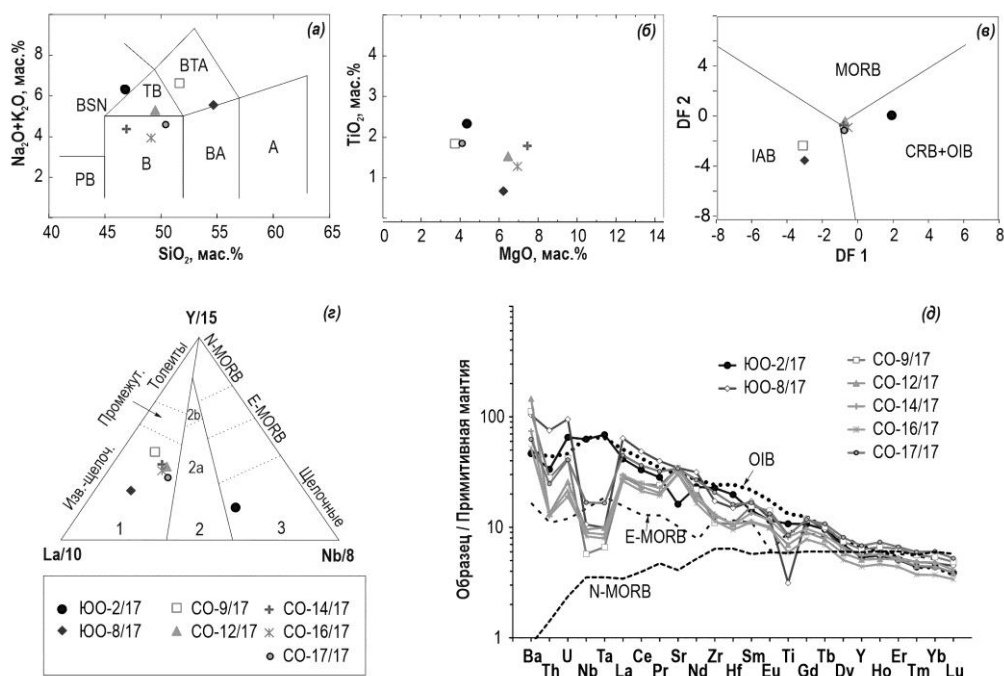
плагиоклаза (1.0–4.0 мм) или псевдоморфоз хлорита и магнетита по минералу с кристаллической формой, типичной для оливина (0.3–3.0 мм), в интерсертальной или офитовой основной массе. Присутствуют также пойкилоофитовые микроструктуры с ойкокристаллами клинопироксена до 3 мм хорошей сохранности.

В целом, в данном районе вулканы представлены в основном базальтами и их туфами в ассоциации с известняками, прорванными монцодиоритами и гранитами.

Изученные нами базальты относятся к нормальной, субщелочной и щелочной ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3.9\text{--}6.7$  мас. %), преимущественно умеренно- и высокотитанистой ( $\text{TiO}_2=0.68, 1.51\text{--}2.33$  мас. %), умеренно- и высокоглиноземистой ( $\text{Al}_2\text{O}_3=15.4, 17.5\text{--}18.9$  мас. %) петрохимическим сериям (рисунок, а, б). По сравнению с базальтами, андезибазальтами и андезитами хамсаринской свиты в северо-восточной части Хамсаринской подзоны [6] оюктарские базальты являются несколько более щелочными, титанистыми и глиноземистыми.

Для базальтов района оз. Оюктар характерен отрицательный наклон спектров редких элементов ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n=5.3\text{--}13.5, \text{Th}_n/\text{Yb}_n=2.6\text{--}15.9$ ) и их повышенная концентрация, варьирующаяся между составами E-MORB и OIB (рисунок, д). Почти все образцы базальтов имеют отрицательные Ta-Nb и Ti аномалии на мультидиаграмме, за исключением образца ЮО-2/17 (рисунок, д). Точка состава этого образца на дискриминантных диаграммах лежит в поле базальтов континентальных рифтов / океанических островов или внутриплитных щелочных базальтов. Точки составов остальных образцов попадают в поле IAB и область стыка полей IAB, MORB и OIB или в поле островодужных известково-щелочных базальтов (рисунок, в, з).

Таким образом, изученные нами базальты преимущественно имеют надсубдукционные, реже – внутриплитные геохимические характеристики. Существование таких разнотипных магматических пород середины и второй половины  $\text{E}_1$  ранее было описано в Таннуольской островодужной подзоне. Предполагается, что их образование произошло в результате отрыва слэба [11]. Возможно, оюктарские базальты также фиксируют заключительную стадию субдукции или более поздний этап, поэтому их лучше выделить в составе отдельной свиты. Дифференцированные лавы хамсаринской свиты, такие как на площади листа N-47-XIX (Ак-Суг) [6], представляют, видимо, собственно островодужную серию.



**Диаграммы для базальтов хамсаринской свиты:** (а) –  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  [7]: В – базальт, ВА – андезибазальт, БТА – трахиандезибазальт, BSN – базанит, ТВ – трахибазальт; (б) –  $\text{MgO} - \text{TiO}_2$ ; (в) – DF 1 – DF 2, где DF – логарифмически обработанные значения  $\text{La}/\text{Th}$ ,  $\text{Sm}/\text{Th}$ ,  $\text{Yb}/\text{Th}$  и  $\text{Nb}/\text{Th}$  [8]: IAB – базальты островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, CRB – базальты континентальных рифтов; (г) –  $\text{La}-\text{Y}-\text{Nb}$  [9]: 1 – островодужные базальты, 2 – континентальные толеиты (2а) и базальты задуговых бассейнов (2б), 3 – MORB и внутриплитные щелочные базальты; (д) – мультидиаграмма нормализованных к примитивной мантии [10] спектров распределения редких элементов.

Авторы выражают благодарность жителям с. Адыр-Кежиг Миша-тою и Радику за помощь в полевых работах. Работы проводились в рамках госзадания ТувИКОПР СО РАН.

- [1] Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Резницкий Л.З. и др. Этапы тектономагматической активизации в зоне сочленения Сибирской платформы и Таннуольско-Хамсаринского сегмента ЦАСП // ДАН. 2021. Т. 498. № 2. С. 115–120.
- [2] Галимова Т.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск (третье поколение). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.
- [3] Благодоров В.А., Благодорова Л.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Лист N-47-XXVI. М.: ВАГТ, 1958; Л.: ВСЕГЕИ, 1959.
- [4] Ойдул Ч.К. и др. Габбро-норит-диоритовая ассоциация Хамсаринской зоны (Тува): Первые данные о возрасте, геохимии, источниках магм и геодинамической позиции // Успехи современного естествознания. 2016. № 9. С. 148–154.
- [5] Берзина А.Н. и др. Су-Мо-порфировое месторождение Аксуг (Северо-Восточная Тува): хронология процессов магматизма и рудообразования, металлогенические следствия // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 9. С. 1330–1349.
- [6] Беззубцев В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Лист N-47-XIX (Ак-Суг). Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2013.
- [7] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Journal Petrology. 1986. V. 27. № 3. P. 745–750.
- [8] Agrawal S., Guevara M., Verma S.P. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements // International Geology Review. 2008. V. 50. P. 1057–1079.
- [9] Cabanis B., Lécalle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série II. Mechanics. Physics. Chemistry. Space sciences. Earth sciences. 1989. V. 309. № 20. P. 2023–2029.
- [10] Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Geological Society, London, Memoirs, London, Special Publications. 1989. V. 42. № 1. P. 313–345.
- [11] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.



## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕВЕНДСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ВНЕШНИХ И ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

З.Л. Мотова, А.В. Плюснин, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб

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

Поздневендско-раннекембрийские терригенно-карбонатные толщи широко распространены в пределах южной окраины Сибирской платформы (СП), причем как во внешних, так и во внутренних ее районах. Породы этого возраста слагают нижнюю часть осадочного чехла платформы. Они с несогласием залегают на нижележащих породах и согласно перекрываются кембрийскими галогенно-карбонатными отложениями [1–3]. В данном сообщении приводится сравнительный анализ литолого-фациальных и изотопно-геохронологических характеристик поздневендско-раннекембрийских осадочных пород, распространенных в Присяянском, Прибайкальском и Патомском внешних районах СП [1–3], которые были изучены в коренных обнажениях [4–10], и аналогичных характеристик поздневендско-раннекембрийских осадочных пород Приленско-Непской зоны Непско-Ботуобинского внутреннего района СП [11], изученных по керну нефтепоисковых скважин [12].

Во внешних районах СП осадочные образования этого возраста относятся к присаянскому региональному стратиграфическому горизонту. В Присяянском районе СП они представлены усть-тагульской свитой Бирюсинской зоны, а также хужирской, шаманской и иркутской свитами мотской серии Иркутской зоны; в Прибайкальском районе СП – ушаковской, куртунской и аянканской свитами; в Патомском районе СП – жербинской, тинновской и нохтуйской свитами [1–3]. В Непско-Ботуобинском внутреннем районе СП породы этого возраста представлены отложениями непской свиты непского горизонта, тирской свиты тирского горизонта, а также катангской и собинской свит даниловского горизонта [11].

Для всех рассматриваемых разновозрастных осадочных толщ различных зон и районов СП обнаруживаются схожие литолого-фациальные характеристики, а именно снизу вверх по разрезу отмечается постепенная смена грубообломочных терригенных пород на более тонкозернистые с последующим их замещением карбонатными породами [1–4, 8, 10–17].

Имеющиеся данные по результатам U-Pb (LA-ICP-MS) исследований возраста детритовых цирконов из рассматриваемых терригенных пород различных зон и районов СП обнаруживают как определенные сходства (наличие двух основных возрастных популяций: архей-палеопротерозойской и неопротерозойской), так и различия (количество обломочных зерен определенного возраста) [4–8, 10, 12]. Так, детритовые цирконы из песчаников усть-тагульской свиты Бирюсинской зоны Присяянского района СП характеризуются обильной популяцией зерен архей-палеопротерозойского возраста с основным пиком на 1850–1880 млн лет, при этом неопротерозойские детритовые цирконы образуют пики на 870 и 940 млн лет. Для терригенных отложений мотской серии Иркутской зоны Присяянского района СП отмечается обильная популяция детритовых цирконов неопротерозойского возраста с основными значениями пиков на 538 и 613 млн лет в шаманской свите и 535 и 634 млн лет в иркутской свите при незначительном присутствии архей-палеопротерозойских детритовых цирконов со значениями возраста от 1842 до 2350 млн лет. Терригенные породы Прибайкальского района СП обнаруживают приблизительно равные количества зерен цирконов как архей-палеопротерозойского возраста со значениями пиков на 1878 млн лет в ушаковской свите и 1875 и 2782 млн лет в куртунской свите, так и неопротерозойского возраста со значениями пиков на 699 млн лет в ушаковской свите и 538 и 617 млн лет в куртунской свите. Согласно опубликованным данным [4, 6], породы жербинской свиты Патомского района СП обнаруживают популяции детритовых цирконов неопротерозойского возраста с пиками на 646 и 704 млн лет и архей-палеопротерозойского возраста с основными пиками на 1850, 2000, 2850 млн лет. Песчаники непской и тирской свит Приленско-Непской зоны Непско-

Ботуобинского района СП обнаруживают обильную популяцию детритовых цирконов неопротерозойского возраста с основными пиками на 781, 867, 893 и 981 млн лет и архей-палеопротерозойскую группу цирконов с пиками на 1771, 1911, 1935, 2549 и 2569 млн лет.

Полученные данные позволяют предполагать, что детритовые цирконы архей-палеопротерозойского возраста в рассматриваемых поздневендско-раннекембрийских терригенных породах свидетельствуют о размыве магматических и метаморфических комплексов пород, слагающих фундамент южной окраины СП [18], в том числе источниками палеопротерозойской (1850–1880 млн лет) популяции цирконов могли являться породы Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса [19]. Присутствие в поздневендско-раннекембрийских породах детритовых цирконов неопротерозойского возраста дает основание допускать дополнительные источники обломочного материала, которыми могли являться породы композитных супертеррейнов (орогенов), образованных в результате аккреции фрагментов активных континентальных окраин, островных дуг и континентальных блоков, существовавших в Мировом и Палеоазиатском океанах, которые в раннем венде присоединились к южной окраине СП, а в настоящее время входят в структуру северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [20].

Совокупность литолого-фациальных характеристик и данных по возрасту детритовых цирконов из поздневендско-раннекембрийских терригенных пород позволяет допустить, что в позднем венде во внутренних и внешних районах СП осадконакопление происходило при сходных условиях седиментации. Предполагается, что накопление нижних частей разреза поздневендско-раннекембрийских осадочных толщ южной окраины СП происходило в изолированных друг от друга бассейнах, сформированных на заключительном этапе вендских аккреционно-коллизийных событий, известных на юге СП, при этом снос обломочного материала осуществлялся как с СП, так и с областей ЦАСП. В дальнейшем произошла трансформация этих изолированных бассейнов в периферийный осадочный бассейн, в котором накапливались терригенно-карбонатные породы средних частей разреза, а затем имела место трансгрессия моря, что способствовало седиментации преимущественно карбонатных отложений верхних частей разреза рассматриваемых толщ.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-17-00101).

- [1] Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Новосибирск, 1983. 214 с.
- [2] Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- [3] Станевич А.М., Вахромеев А.Г. Стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкальской складчатой области: Справочник. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ, 2018. 46 с.
- [4] Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
- [5] Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №10. С. 1472–1490.
- [6] 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. 2018. V. 267. P. 39–71.
- [7] Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Hui-Qing Huang. 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.
- [8] Marusin V.V., Kolesnikova A.A., Kochnev B.B., Kuznetsov N.B., Pokrovsky B.G., Romanyuk T.V., Karlova G.A., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M. Detrital zircon age and biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the Ediacaran – Cambrian transitional interval in the Irkutsk Cis-Sayans Uplift, southwestern Siberian Platform // Geological Magazine. 2021 V. 158. № 7. P. 1156–1172.
- [9] Motova Z.L., Plyusnin A.V., Nikulin E.V. Lithological and facial features, composition, and sedimentation conditions of terrigenous-carbonate rocks of the Moty group (Shaman Cliff, Irkutsk Region) // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. V. 12. № 3. P. 628–644.
- [10] Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б. Поздневендский – раннекембрийский этап в истории южной окраины Сибирской платформы: результаты изучения возраста детритовых цирконов и составов терригенных пород Присяянского регионального горизонта // Добрецовские чтения. Наука из первых рук: Материалы Первой Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающегося ученого и организатора науки академика РАН Н.Л. Добрецова. Новосибирск: СО РАН, 2022. С. 222–225.

- [11] Решения Четвертого межведомственного регионального совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 40 с.
- [12] Плюснин А.В., Мотова З.Л. Источники вещества и условия седиментации вендских терригенных пород юга Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа) // Геодинамика и тектонофизика. 2022 (в печати).
- [13] Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якишин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 465–484.
- [14] Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 295 с.
- [15] Воробьев В.Н. Стратиграфические несогласия в южных и центральных районах Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. Новосибирск: СНИИГИМС, 1982. С. 4–8.
- [16] Лебедев М.В., Моисеев С.А., Топешко В.А. и др. Стратиграфическая схема терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология и геофизика. 2014. № 5–6. С. 874–890.
- [17] Голубкова Е.Ю., Кузнецов А.Б. Таксономическое разнообразие и корреляция эдиакарских комплексов акантоморфной палинофлоры мира // Водоросли в эволюции биосферы / Ред. С.В. Рожнов. М.: ПИН РАН, 2014. С. 119–140.
- [18] 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 № 3. P. 751–763.
- [19] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepkhina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.
- [20] 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.



## КАРБОНАТИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

И.Л. Недосекова

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
vladi49@yandex.ru

Ильмено-Вишневогорский (ИВК) и Булдымский карбонатитовые комплексы, расположенные в Уральской складчатой области, являются представителями карбонатитовых комплексов «линейного типа». Происхождение «линейных» карбонатитовых комплексов и связанных с ними Nb-Zr-месторождений дискуссионно. Так как породы этих комплексов деформированы, предполагается, что они являются рифтогенными комплексами, которые были вовлечены в зону коллизии [1]. Альтернативной является гипотеза, обосновывающая, что генерация и внедрение щелочных и карбонатитовых магм, а также пластические деформации пород происходят в одном тектоническом событии на орогенном этапе развития складчатых областей [2].

ИВК и Булдымский карбонатитовые комплексы находятся в пределах Восточно-Уральской коллизионной мегазоны, вблизи гигантской шовной зоны ГУР, в антиклинальной структуре Сысертско-Ильменогорского террейна (блока фундамента), сложенного архейско-протерозойскими гнейсогранулитами, амфиболитами и плагиогнейсами с прослоями кальцифиров и мраморов. От зоны ГУР блок отделен разломом, вдоль которого расположены габбро-ультрабазитовые массивы ( $O_1$ ) и островодужные вулканогенно-осадочные комплексы ( $D_2$ ).

ИВК состоит из двух факолитоподобных массивов нефелиновых сиенитов (миаскитов) и протяженной (~100 км) линейной зоны, сложенной фенитами, пластообразными телами миаскитов, сиенитов, глиммеритоподобных пород и карбонатитов, залегающих субсогласно коллизионным тектоническим структурам. Миаскиты в различной степени деформированы и представлены гнейсовидными мелко- и среднезернистыми разностями. Кроме того, широко развиты такситовые, пегматоидные и порфириовидные разности миаскитов, часто сопряженные с миаскит-пегматитами и карбонатитами с Nb-Zr-минерализацией. Массивы ультрабазитов Булдымского комплекса (Булдымский, Спирихинский и др.) образуют линзовидные тела с линейными зонами щелочных метасоматитов и карбонатитов с Nb-REE-минерализацией в обрамлении миаскитовых интрузивов.

Вопросы возраста и длительности щелочно-карбонатитового магматизма и редкометалльного рудообразования, на которых основываются геодинамические модели формирования карбонатитовых комплексов Урала, нуждаются в дальнейших исследованиях. Результаты ранее проведенного датирования свидетельствуют о многоэтапном формировании ИВК и Булдымского комплексов. На основе Rb-Sr датирования определен ордовик-силурийский возраст ИВК (446–440 млн лет, по валовым пробам миаскитов), который соотнесен с внедрением миаскитовых интрузивов, а также пермский возраст (255–244 млн лет, по минеральным изохронам миаскитов), который интерпретируется как метаморфическое событие [3]. U-Pb-методом по цирконам миаскитов и карбонатитов получен возраст трех этапов формирования комплексов (432–417 млн лет,  $S_{1-2}$ ), (385–380 млн лет,  $D_{2-3}$ ) и (280–250 млн лет,  $P_{1-3}$ ) [4].

С целью оценки возраста и длительности формирования карбонатитовых комплексов Урала нами проведено U-Pb-датирование циркона из миаскит-пегматитов; выполнены исследования Rb-Sr изотопных составов минералов и валовых проб рудоносных (пироклорсодержащих) миаскит-пегматитов и карбонатитов с построением Rb-Sr-изохрон. Проведено сопоставление геохимических особенностей пород карбонатитовых комплексов Урала с внутриплитными рифтогенными карбонатитовыми комплексами, а также с деформированными карбонатитовыми комплексами (DARC) различных геодинамических обстановок. На основании полученных данных предложена геодинамическая модель формирования карбонатитовых комплексов Урала.

U-Pb-датирование циркона из миаскит-пегматитов ИВК показало пермский возраст ( $280 \pm 8$  млн лет,  $P_1$ ) для основной генерации циркона (с крупноосцилляторной зональностью, характерной для циркона миаскит-пегматитов магматического происхождения). Кроме того, в этих генерациях циркона установлены включения минералов миаскитов – биотита, полевых шпатов, нефелина, канкринита, а также рудных минералов (уранпирохлор, ильменит, рутил и др.), что подтверждает нижнепермский возраст и синхронность рудных процессов цирконо- и пирохлорообразования. Метаморфические процессы твердофазовой рекристаллизации (светлые каймы в цирконах) датируются наиболее молодым возрастом  $249 \pm 8$  млн лет ( $T_1$ ), соответствующим метаморфическому событию согласно [3].

Rb-Sr-минеральная изохрона, построенная для миаскит-пегматита ИВК, показала возраст  $274 \pm 5$  млн лет ( $P_1$ ), подтверждающий результат датирования циркона из этого образца U-Pb-методом. Таким образом, результаты Rb-Sr- и U-Pb-датирования миаскит-пегматитов свидетельствуют о том, что процессы пегматитообразования и связанного с ними Zr-Nb-рудообразования в ИВК происходили в период от нижней перми до раннего триаса, на поздней и постколлизийной стадии развития Уральской складчатой области.

Rb-Sr и Sm-Nd-датирование пирохлоровых разностей карбонатитов ИВК (минеральные изохроны) показало молодой возраст  $250 \pm 3$  млн лет ( $T_1$ ) и  $230 \pm 16$  млн лет ( $T_2$ ), что также может свидетельствовать о том, что рудоносные карбонатиты формировались в результате нового процесса кристаллизации на этапе постколлизийного растяжения.

Изучение геохимии редких и РЗЭ элементов было выполнено для миаскитов и карбонатитов ИВК. Проведено сопоставление [5] полученных геохимических данных с данными, опубликованными для: 1) щелочных комплексов внутриплитных обстановок – для нефелиновых сиенитов Восточно-Африканского рифта (Касунгу, Чипала, Бинго, Малави) и Карело-Кольской провинции (Хибины, Ловозеро); 2) рифтогенных сиенитов из деформированных карбонатитовых комплексов (DARC) Индийского складчатого пояса (Сантори) и Ц. Анд (Пампеано), вовлеченных в зону коллизии [6]; 3) сиенитов DARC Гималайской коллизийной зоны (Маониупинг, Далукао, Лизуанг, Ю. Китай), генерированных и деформированных на коллизийной стадии развития орогена [7].

Кроме того, было проведено сопоставление [5] редких и РЗЭ элементов в карбонатитах ИВК и Булдымского комплекса Южного Урала: 1) с карбонатитами рифтогенных комплексов внутриплитных обстановок (Белая Зима, Восточно-Саянская провинция; Ковдор и Хибины, Кольская провинция, Россия), 2) с карбонатитами DARC рифтогенного происхождения (Пампеано, Ц. Анды, Аргентина) и 3) с карбонатитами DARC Гималайской коллизийной зоны (Маониупинг, Далукао, Лизуанг, Ю. Китай), генерированных в процессе орогенеза.

Судя по значительному сходству геохимии пород уральских карбонатитовых комплексов с породами внутриплитного рифтового происхождения (в том числе с DARC), можно предположить, что магмы карбонатитовых комплексов Урала были внедрены в континентальную рифтовую зону. Примитивный характер щелочных и карбонатитовых магм ИВК (по сравнению с рифтогенными карбонатитовыми комплексами) предполагает их формирование на этапе перехода от экстенсивной тектоники к тектонике сжатия. Геохимические особенности миаскитов и карбонатитов ИВК, отличающие их от внутриплитных карбонатитовых комплексов, могут быть связаны с их тектоническим положением вблизи окраины кратона, где, как известно, генерируются карбонатитовые магмы, обедненные Nb и Ta и обогащенные Sr, Ba, REE [5].

При этом карбонатиты и миаскиты уральских комплексов значительно отличаются от пород синорогенных карбонатитовых комплексов, которые бедны Nb и Ta, и в них отсутствует Nb-минерализация. Кроме того, синорогенные карбонатитовые магмы, в отличие от уральских карбонатитовых комплексов, имеют REE-Ba-Sr специализацию и часто продуцируют промышленно значимые месторождения REE (например, Маониупинг, Далукао, провинция Майанинг-Дичанг, Китай [7]).

Проведенные исследования показали, что для карбонатитовых комплексов Урала применима рифтогенно-коллизийная модель формирования DARC [5]. Согласно этой модели, щелочно-карбонатитовые магмы уральских комплексов были внедрены на континентальных рифтовых окраинах в палеозое ( $O_3-S$ ). Примерно в это же время на Урале образовались палеозойские ( $O-S$ ) базит-ультрамафитовые комплексы, формирующиеся при раскрытии Уральского океана и островодужные вулканогенно-осадочные комплексы ( $O_3-D_3$ ), фиксирующие смену тектонического режима и переход от экстенсивной тектоники к режиму сжатия. Позднее рифтогенные карбонатитовые комплексы были захвачены, деформированы и подверглись плавлению

в шовной зоне после закрытия Уральского океана и столкновения Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанского континентов (~380–360 млн лет – ранняя коллизия, D<sub>3</sub> и ~320–280 млн лет – поздняя коллизия, C<sub>1</sub>-P<sub>1</sub> [8]). На посторогенном и постколлизионном (~250 млн лет) этапах становления ИВК и Булдымского комплекса происходили масштабные процессы перекристаллизации пород, пластические и хрупкие деформации, процессы пегматито- и карбонатитообразования, а также редкометалльного рудообразования.

- [1] *Burke K., Ashwal L.D., Webb S.J.* New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites // *Geology*. 2003. 31. 5. P. 391–394.
- [2] *Attoh K., Corfu F., Nade P.M.* U-Pb zircon age of deformed carbonatite and alkaline rocks in the Pan-African Dahomeyide suture zone, West Africa // *Precambrian Research*. 2007. V. 155. P. 251–260.
- [3] *Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B.J.* Origin of the Ilmenogorsk – Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: A Rb-Sr study // *Geology*. 1983. V. 91. P. 427–435.
- [4] *Krasnobaev A.A., Busharina S.V., Valizer P.M., Medvedeva E.V.* Zirconology of miaskites from the Ilmeny Mountains, South Urals // *Geochemistry International*. 2016. V. 54. P. 765–780.
- [5] *Недосекова И.Л.* Карбонатитовые комплексы Южного Урала: геохимические особенности, рудная минерализация и связь с геодинамическими обстановками // *Записки Горного института*. 2022. Т. 255. С. 349–368.
- [6] *Das S., Sanyal S., Karmakar S., Sengupta S., Sengupta P.* Do the deformed alkaline rocks always serve as a marker of continental suture zone? A case study from parts of the Chotanagpur Granite Gneissic complex, India // *Journal of Geodynamics*. 2018. V. 129. P. 59–79.
- [7] *Hou Z., Tian S., Yuan Z., Hie Y., Yin S., Yi L., Fei H., Yang Z.* The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 244. P. 234–250.
- [8] *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.





## ВОЗМОЖНОСТЬ ПОСТРОЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ДАННЫМ АНАЛИТИЧЕСКОЙ МИКРОСТРАТИГРАФИИ (РФА-СИ) ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА НИЖНЕЕ МУЛЬТИНСКОЕ (АЛТАЙ)

В.С. Новиков<sup>1</sup>, А.В. Дарьин<sup>1</sup>, В.В. Бабич<sup>1</sup>, Я.В. Ракшун<sup>2</sup>, Ф.А. Дарьин<sup>2,3</sup>,  
С.Е. Карачурина<sup>4</sup>, Н.А. Рудая<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт катализа им. Г.К. Борескова СО РАН,  
ЦКП «Сибирский кольцевой источник фотонов»

<sup>4</sup> Новосибирск, Институт археологии и этнографии СО РАН

Озерные донные осадки во многих случаях являются палеоархивами, хранящими информацию об изменении внешних (климатических) условий, определяющих поступление осадочного материала с территории водосбора. Вариации основных климатических параметров модулируют элементный состав разреза донных отложений во времени, что позволяет, используя соответствующие аналитические данные, создать климатические реконструкции высокого временного разрешения.

Изучая разрез современных донных осадков и сравнивая химический состав и структуру датированных интервалов разреза с внешними факторами, можно получить детальную информацию о процессе осадкообразования с выявлением устойчивых связей индикаторных показателей осадка с параметрами внешней среды, в первую очередь с данными региональных инструментальных метео- и гидрологических наблюдений.

Предметом исследования является керн современных донных осадков озера Нижнее Мультинское, расположенного в Центральной Алтайской физико-географической провинции, на северо-западном окончании Катунского хребта (Горный Алтай). Керн донных осадков был получен с использованием ударной трубки «Uwitek» в центральной (наиболее глубокой – 22 м) части озера. При отборе и транспортировке особо контролировалась целостность верхней части керна (от границы вода – осадок), что позволило в дальнейшем строить возрастную модель от года отбора (2020 г.).

Возрастная модель для интервала 2020–1900 гг. н. э. для верхней части керна была построена по данным распределения изотопов Cs137 и Pb-210. Сканирующий микроанализ образцов донных осадков проводился в Сибирском центре синхротронного и терагерцового излучения на экспериментальной станции «Элементный анализ» по аттестованным методикам [1].

Полученный набор литолого-геохимических данных пересчитывался во временные ряды с годовым шагом, исходя из построенной возрастной модели. Для построения трансферных функций, объединяющих литолого-геохимические и инструментальные данные метеонаблюдений, использовались среднегодовые значения температуры воздуха и количества атмосферных выпадений для региональных метеостанций Усть-Кокса и Кара-Тюрек. Погодовое сравнение с метеонаблюдениями показало, что озерная система сильнее реагирует на изменение среднегодовых температур, чем влажности. Для возрастного интервала 1940–2014 гг. была построена трансферная функция, количественно связывающая среднегодовые температуры и набор литолого-геохимических прокси.

Аппроксимация трансферной функции на глубину опробования керна позволяет создать количественные реконструкции изменения температуры Алтайского региона на временные интервалы последних тысячелетий.

Работа выполнена при поддержке РФФ, проект №20-17-00110, и частичной поддержке РФФИ, проект № 19-05-50046 (аналитическая микростратиграфия).

[1] Darin A.V., Kalugin I.A., Maksimov M.A., Tretyakov G.A., Rakshun Ya.V. Scanning X-ray fluorescence microanalysis of annual layers in samples of Lake Shira bottom sediments // Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics. 2013. V. 77. № 2. P. 185–187.



## U-РЬ ИЗОТОПНАЯ ДАТИРОВКА АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЛАГИОРИОЛИТОВ СКАЛЫ МОНАХ (ЮЖНЫЙ ПРИГОРОД СЕВАСТОПОЛЯ) – ВЕРХНЕЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ВОЗРАСТА ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МЫСА ФИОЛЕНТ (ЗАПАД ГОРНОГО КРЫМА)

А.С. Новикова<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, А.В. Страшко<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Геологический институт РАН, novikova2787@yandex.ru

<sup>2</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

В геологическом отношении Крым известен как область развития мезозойских и кайнозойских осадочных толщ. Менее известны и распространены в Крыму магматиты. Существуют лишь несколько ареалов компактного развития изверженных образований: интрузивных (Аюдагский, Костельский, Первомайский, Школьный и другие более мелкие интрузивы) и эффузивных – вулканогенных, вулканогенно-туфогенных и туфогенно-осадочных (горный массив Карадаг и район, расположенный непосредственно к востоку от него; окрестности поселков Форос и Олива; окрестности с. Трудолубовка; район м. Фиолент в южном пригороде Севастополя).

Изверженные образования в районе м. Фиолент обнажены в основании и нижних частях крутых высоких (превышающих местами 200 м) береговых обрывах южной части п-ва Гераклея [1–3], на котором расположен г. Севастополь (рис. 1), а также вскрыты скважинами на плато Гераклея [4, 5]. Это апатеридотитовые серпентиниты, габброиды, долериты, субвулканические плагиориолиты, базальты и ассоциирующие с ними пестрые эдафогенные брекчии и яшмоиды. С плагиориолитами, которые, судя по характеру взаимоотношений, являются самыми молодыми изверженными образованиями этого района, пространственно, а скорее всего и парагенетически, связаны рудные (плато Гераклея) колчеданные образования и околорудные изменения (м. Виноградный) [4].



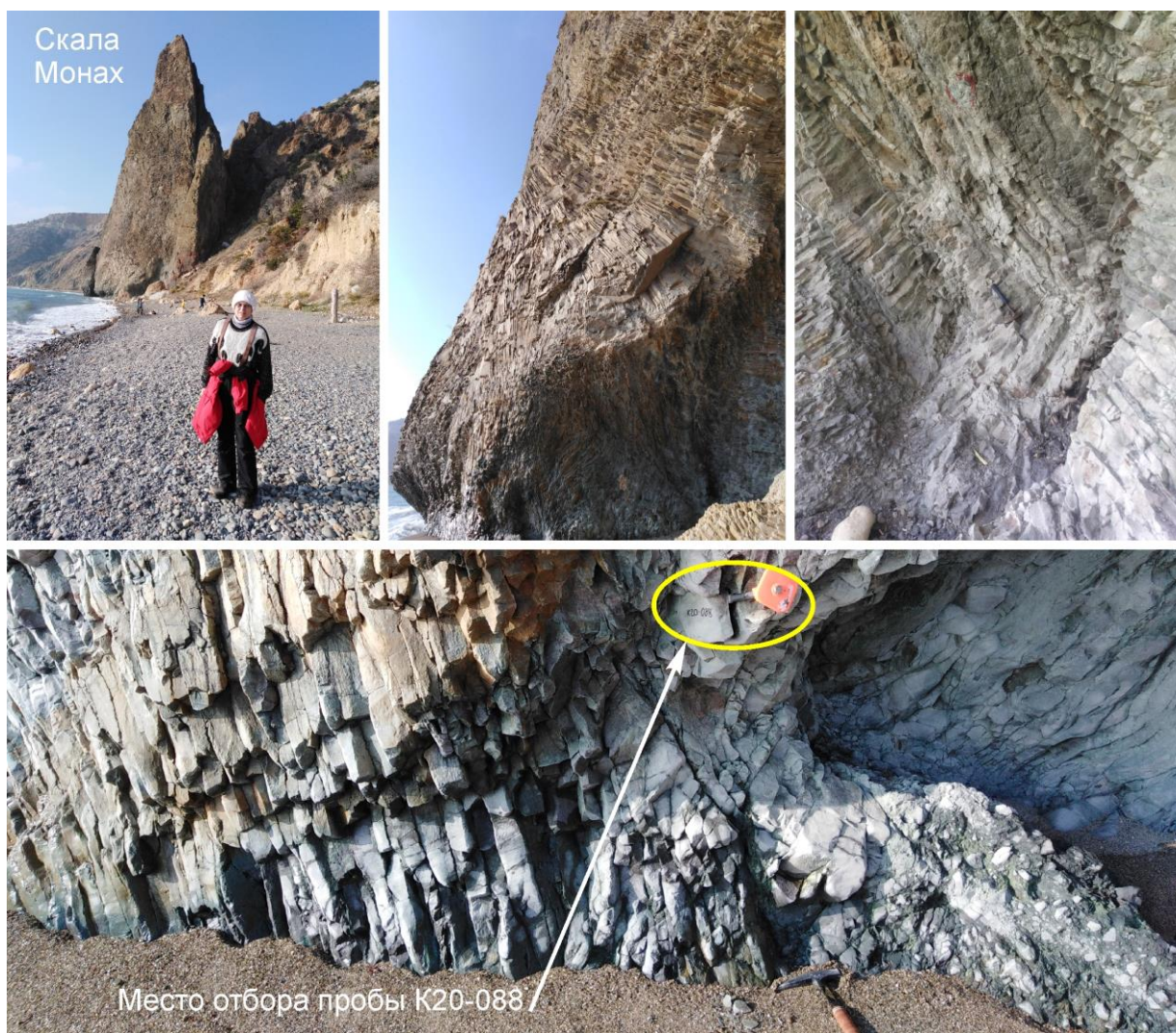
**Рис. 1.** Схема геологического строения полуострова Гераклея. Составлена на основе среднемасштабной Государственной геологической карты L-36-XXXIV, XXXV, 1965 (автор И.В. Архипов, редактор М.В. Муратов).

1 – терригенно-глинисто-карбонатная толща сарматского (средний миоцен) регионаруса; 2 – терригенно-глинисто-карбонатные толща палеогена; 3 – карбонатно-терригенные и туфогенно-глинистые толщи мела; 4 – карбонатные и глинисто-терригенные толщи верхней юры; 5 – среднеюрские магматические образования ареала «Фиолент-Гераклея»; 6 – Георгиевский разлом; 7 – скважины; 8 – место отбора пробы K20-088 из плагиориолитов скалы Монах.

Возраст и геодинамическая природа магматитов района м. Фиолент дискуссионны. Так, в ранних работах эти образования были интерпретированы как реликт щитового вулкана и сопоставлены со среднеюрскими (байосскими) магматитами хр. Карадаг на востоке Горного Крыма [6]. Другой подход к пониманию изверженных образований м. Фиолент продемонстрирован в работе [7]. В ней магматиты м. Фиолент представлены как хаотически расположенные бескорневые глыбы магматических пород в меланже. Некоторые исследователи поле развития магматитов м. Фиолент разделяют на серию участков, сформированных во время отдельных этапов магматической активности [5]. В работах [1–3] магматиты м. Фиолент вместе с ассоциирующими породами интерпретированы как офиолитовая ассоциация.

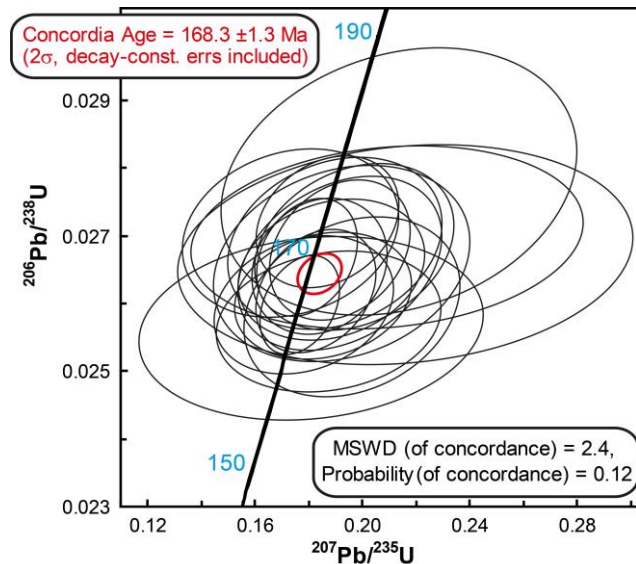
Ранее уже были предприняты попытки датировать изверженные породы м. Фиолент. Так, U-Pb изотопный возраст трех кристаллов циркона (SHRIMP-II) из дайки долеритов оценен как  $1771 \pm 28$  млн лет [5]. Эта датировка интерпретирована либо как оценка возраста мантийного субстрата, из которого выплавлены базитовые магмы, либо как возраст циркона из докембрийских пород, захваченного при движении магмы к поверхности. Для плагиориолита K-Ar-методом определен возраст в 174 млн лет.

Мы получили U-Pb изотопные (SHRIMP-II) данные по 20 кристаллам акцессорного циркона из пробы K20-088 риолитов скалы Монах (рис. 2). В настоящее время конкордантная датировка  $168.3 \pm 1.3$  млн лет, вычисленная по этим 20 определениям (рис. 3), ограничивает сверху возраст всей офиолитовой ассоциации м. Фиолент. Это в настоящее время самая надежная в методическом и метрологическом смысле датировка магматитов Крыма.



**Рис. 2.** Обнажения плагиориолитов на правом борту «Яшмовой» бухты («Яшмового» пляжа). Вверху слева – на заднем плане общий вид скалы Монах. Остальные фотографии – детали строения плагиориолитов в нижней части скалы Монах.





**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией U-Pb датировок 20 изученных кристаллов акцессорного циркона из плаггиориолитов скалы Монах, мыс Фиолент. Конкордантное значение – красный эллипс.

Исследования выполнены по темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

- [1] Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Короновский Н.В. и др. Первая находка серпентинитов в береговых обрывах Гераклеийского полуострова Юго-Западного Крыма // ДАН. 2017. Т. 475. № 1. С. 57–59.
- [2] Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др. Офиолитовая ассоциация района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Геотектоника. 2016. № 1. С. 25–40.
- [3] Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. № 6. С. 14–22.
- [4] Шнюков Е.Ф., Лысенко В.И., Кутний В.А., Шнюкова Е.Е. Золотосеребряная и сульфидная минерализация в породах Гераклеийского плато (Крым) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 2. С. 68–86.
- [5] Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Киев: Наукова Думка, 2016. 234 с.
- [6] Лебединский В.И., Соловьев И.В. Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геологический журнал. 1988. № 4. С. 85–93.
- [7] Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики // Мінеральні ресурси України. 2003. № 3. С. 18–21.



## ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ КЕРСКОГО ПЛУТОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, ovchinnikov@ignm.ru

Выделение последовательности и продолжительности проявления магматических процессов в истории формирования континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является одной из важнейших задач для разработки интегрированной модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли. При этом особое значение имеет изучение позднепалеозойских и раннемезозойских магматических событий.

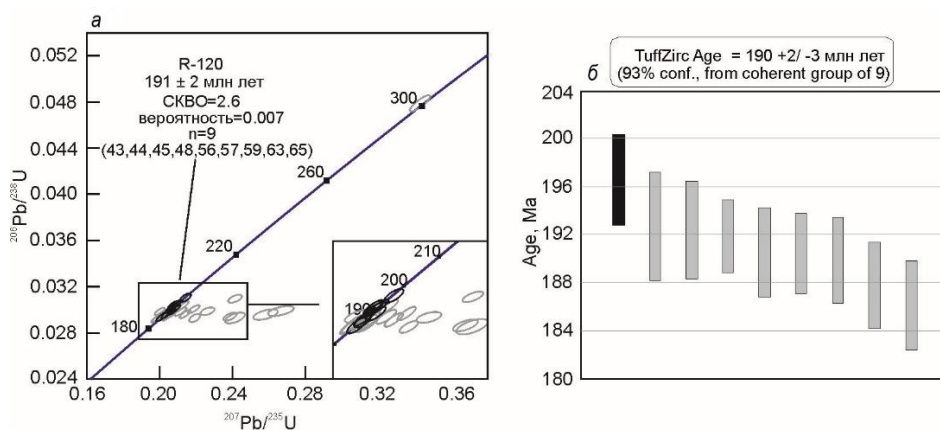
Буреинский континентальный массив относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части пояса и обычно рассматривается в качестве составной части Бурея-Цзямусинского супертеррейна [3, 4]. Большую часть Буреинского массива занимают выходы ранне- и позднепалеозойских, а также раннемезозойских гранитоидов [2, 4]. При этом существующая схема корреляции позднепалеозойских и раннемезозойских магматических комплексов Буреинского массива является по большей части умозрительной, не подкрепленной современными геохронологическими данными. В данной публикации представлены результаты геохронологических исследований гранитоидов Керского плутона, относимого к тырмо-буреинскому комплексу [1], в северо-западной части Буреинского континентального массива.

Керский плутон характеризуется значительными размерами – протяженность плутона более 80 км при ширине около 10 км. Основная роль в строении плутона принадлежит крупно- и среднезернистым порфиroidным биотитовым и двуслюдяным гранитам. Вмещающими для интрузивных образований плутона являются условно протерозойские метаморфические и вулканогенно-осадочные образования, а также разновозрастные интрузии преимущественно гранитоидного состава.

Для U-Th-Pb геохронологических исследований использован образец R-120 порфиroidного двуслюдяного гранита, отобранный в западной части Керского плутона. Выделение циркона для U-Th-Pb геохронологических исследований (LA-ICP-MS) выполнено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с помощью тяжелых жидкостей.

U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных зерен циркона выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) 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](http://www.laserchron.org)). Конкордантные значения возраста рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6) [5].

Для U-Th-Pb геохронологических исследований было использовано тридцать зерен циркона. Полученные оценки возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для двадцати девяти цирконов находятся в интервале от 197 до 186 млн лет (рисунок, *a*) со средневзвешенным значением  $189 \pm 1$  млн лет (СКВО=3.0, вероятность=0.000). Двадцать анализов было исключено из дальнейших расчетов ввиду значительной дискордантности. Средневзвешенное значение возраста для оставшихся девяти конкордантных анализов составляет  $191 \pm 2$  млн лет (СКВО=2.6, вероятность=0.007). Практически идентичное значение возраста было получено при расчете с использованием пакета TuffZirc  $190 + 2 / - 3$  млн лет (рисунок, *b*). Принимая во внимание значения U/Th отношения в исследуемых цирконах (1.2–3.3) и их морфологические особенности, можно интерпретировать полученный возраст как возраст кристаллизации порфиroidных двуслюдяных гранитов Керского плутона. Для одного зерна циркона был получен аномально древний возраст – 301 млн лет. Очевидно, данный циркон является ксеногенным.



**Диаграмма с конкордией (а) и диаграмма TuffZircAge (б) для цирконов из двуслюдяного гранита (обр. R-120) Керского плутона Буреинского континентального массива.**

Результаты геохронологических исследований свидетельствуют о том, что порфировидные двуслюдяные граниты Керского плутона имеют раннеюрский возраст, что противоречит традиционно принятым представлениям об их среднепозднекаменноугольном возрасте [1].

Для определения тектонической природы проявления раннеюрских магматических процессов в пределах северо-западной части Буреинского массива необходимо учитывать то, что Керский плутон расположен вблизи Монголо-Охотского складчатого пояса, окончательное закрытие которого произошло на рубеже средней и ранней юры [6]. В связи с этим можно предполагать, что изученные раннеюрские порфировидные двуслюдяные граниты были образованы на заключительных этапах субдукции Монголо-Охотского океана.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00001, <https://rscf.ru/project/22-77-00001/>.

- [1] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52 (Благовещенск). Третье поколение / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- [2] Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1990. 215 с.
- [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] Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
- [5] Ludwig K.R. Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. № 4. 77 p.
- [6] Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W. Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58–78.



## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СЫНЧУГИНСКОГО БЛОКА БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ, Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Р.О. Овчинников<sup>1</sup>, А.А. Сорокин<sup>1</sup>, В.П. Ковач<sup>2</sup>, W.L. Ху<sup>3</sup>, В.А. Пономарчук<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, ovchinnikov@igm.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

<sup>3</sup> Чанчунь, Колледж наук о Земле Цзилиньского университета

<sup>4</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Исследование метаморфических и магматических комплексов, рассматриваемых в качестве раннедокембрийского фундамента континентальных массивов, зажатых в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), является необходимым условием для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли. Буреинский континентальный массив относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточного сегмента ЦАСП [4], в связи с чем представляет собой полигон для решения обозначенной задачи.

В настоящее время наименее изученными элементами в строении Буреинского континентального массива являются обособленные на его восточной окраине Сынчугинский, Гуджалский, Чегдомынский и Куканский тектонические блоки, традиционно рассматриваемые в качестве «выступов» его раннедокембрийского фундамента [2, 3]. В данной публикации представлены первые результаты геохимических, Sm-Nd изотопных и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологических исследований метаморфических пород Сынчугинского блока.

Согласно существующим представлениям, в геологическом строении Сынчугинского блока преобладают различные по составу кристаллические сланцы с линзами графитистых известняков и маломощными прослоями кварцитов уральской свиты, а также гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса [2]. Первоначально все эти образования были отнесены к палеопротерозою [3], позднее, на картах нового поколения, – к неогархею [2].

Исследование химического состава пород выполнено с использованием рентгенофлуоресцентного метода (основные породообразующие компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и с помощью метода ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Подробное описание методики исследований приведено в статье [6].  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопно-геохронологические исследования биотита выполнены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск) по методике, детально описанной в работе [7].

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

Гранат-биотит-серицитовые сланцы уральской свиты Сынчугинского блока характеризуются значительными вариациями содержаний породообразующих оксидов: –  $\text{SiO}_2=51.15\text{--}67.14\%$ ,  $\text{TiO}_2=0.64\text{--}1.47\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=14.61\text{--}23.98\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3=6.54\text{--}13.23\%$ ,  $\text{MnO}=0.10\text{--}0.31\%$ ,  $\text{MgO}=1.90\text{--}3.27\%$ ,  $\text{CaO}=0.36\text{--}1.09\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}=0.79\text{--}1.69\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}=3.13\text{--}5.85\%$  и  $\text{P}_2\text{O}_5=0.07\text{--}0.11\%$ .

Реконструкция первичной природы протолита рассматриваемых метаморфических образований уральской свиты проведена с использованием дискриминантных функций  $Df_{shaw}$  [5] и  $Df(X)$  [1]. Показано, что для гранат-биотит-серицитовых сланцев уральской свиты характерны отрицательные значения функции  $Df_{shaw}$   $-4.0\text{--}-1.5$ , и положительные значения функции  $Df(X)$  от 0.1 до 1.3, что свидетельствует о первично-осадочном происхождении их протолита.

Результаты Sm-Nd изотопных исследований свидетельствуют о том, что гранат-биотит-серицитовые сланцы уральской свиты Сынчугинского блока характеризуются глубоко отрицательными значениями  $\varepsilon_{Nd(0)}$   $-17.3\text{--}-17.2$  и палеопротерозойскими значениями Nd модельных

возрастов  $t_{Nd(DM)}=2.0$  млрд лет. Отсутствие достоверной информации о геологическом возрасте пород не позволяет на данном этапе оперировать величинами параметров  $\epsilon_{Nd(t)}$  и  $t_{Nd(C)}$ . Тем не менее имеющиеся данные позволяют говорить о том, что возраст протолита рассматриваемых метаморфических пород первично-осадочного происхождения не древнее середины палеопротерозоя.

Для определения верхнего возраста пород (возраст последнего термального события) мы выполнили  $^{40}Ar/^{39}Ar$  геохронологические исследования биотита из двух образцов сланцев. Соответственно получены две оценки возраста по плато:  $321.6 \pm 5.3$  млн лет (СКВО=1.05, 61 % выделенного аргона) и  $303.3 \pm 4.1$  млн лет (СКВО=0.36, 90 % выделенного аргона).

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Геохимические особенности гранат-биотит-серицитовых сланцев урильской свиты Сынчугинского блока свидетельствуют об первично-осадочном происхождении их протолита;
2. Нижний возраст протолита парасланцев урильской свиты Сынчугинского блока не древнее середины палеопротерозоя;
3. Последнее термальное событие, наложенное на сланцы урильской свиты, произошло в позднекаменноугольное время.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, В.И. Рождествовину, Е.С. Сапожника, Е.В. Ушакову (<https://ignm.ru/analiticheskij-czentr-mineralogo-geohimicheskikh-issledovaniy>); сотрудников Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) О.В. Зарубину; сотрудников Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) А.В. Травина, А.В. Пономарчука за проведение аналитических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 21-55-53002 ГФЕН-а).

- [1] *Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П.* Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
- [2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
- [3] *Государственная геологическая карта СССР.* Масштаб 1:200000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-XX. М., 1962.
- [4] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И.* и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- [5] *Shaw D.M.* The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Canadian Journal of Earth Sciences. 1972. V. 9. № 1. P. 18–35.
- [6] *Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Yu.V.* 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  $^{40}Ar/^{39}Ar$  data // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 340–354.
- [7] *Travin A.B., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh C.B., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotina T.B.* Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon region, western Baikal area // Geochemistry International. 2009. V. 47. № 11. P. 1107–1124.





## ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ БОРЩОВОЧНОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА (ПО МАТЕРИАЛАМ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ, 2600 м)

О.В. Петров<sup>1</sup>, С.Н. Кашубин<sup>1</sup>, И.В. Кудрявцев<sup>1</sup>, Е.Д. Мильштейн<sup>1</sup>, В.В. Наркисова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, ivan\_kudryavtsev@vsegei.ru

<sup>2</sup> Ярославль, АО «НПЦ Недр», NarkisovaVV@rusgeology.ru

Забайкальская параметрическая скважина расположена в юго-восточном обрамлении выходящего на поверхность Борщовочного гранитогнейсового вала, который, по современным представлениям большинства исследователей [2, 3, 5], имеет все признаки комплекса метаморфического ядра – изолированного поднятия аномально деформированных кристаллических пород фундамента, тектонически перекрытых слабометаморфизованными образованиями [4].

В настоящее время на территории Северной Монголии и Забайкалья выделена и изучена серия комплексов метаморфических ядер, прослеживающаяся на расстоянии более 900 км. Формирование комплексов метаморфических ядер Забайкалья происходило в раннем мелу, одновременно с их образованием на обширных территориях Восточной Азии в рамках глобального внутриконтинентального растяжения в Азиатском регионе [1, 5, 6]. Накопленный значительный объем данных свидетельствует о тесной связи коллизионных событий и возникновения комплексов метаморфических ядер, которые маркируют этап постколлизионного коллапса [2, 3], что кардинально отличает эти образования от распространенных в докембрийских кристаллических комплексах купольных структур.

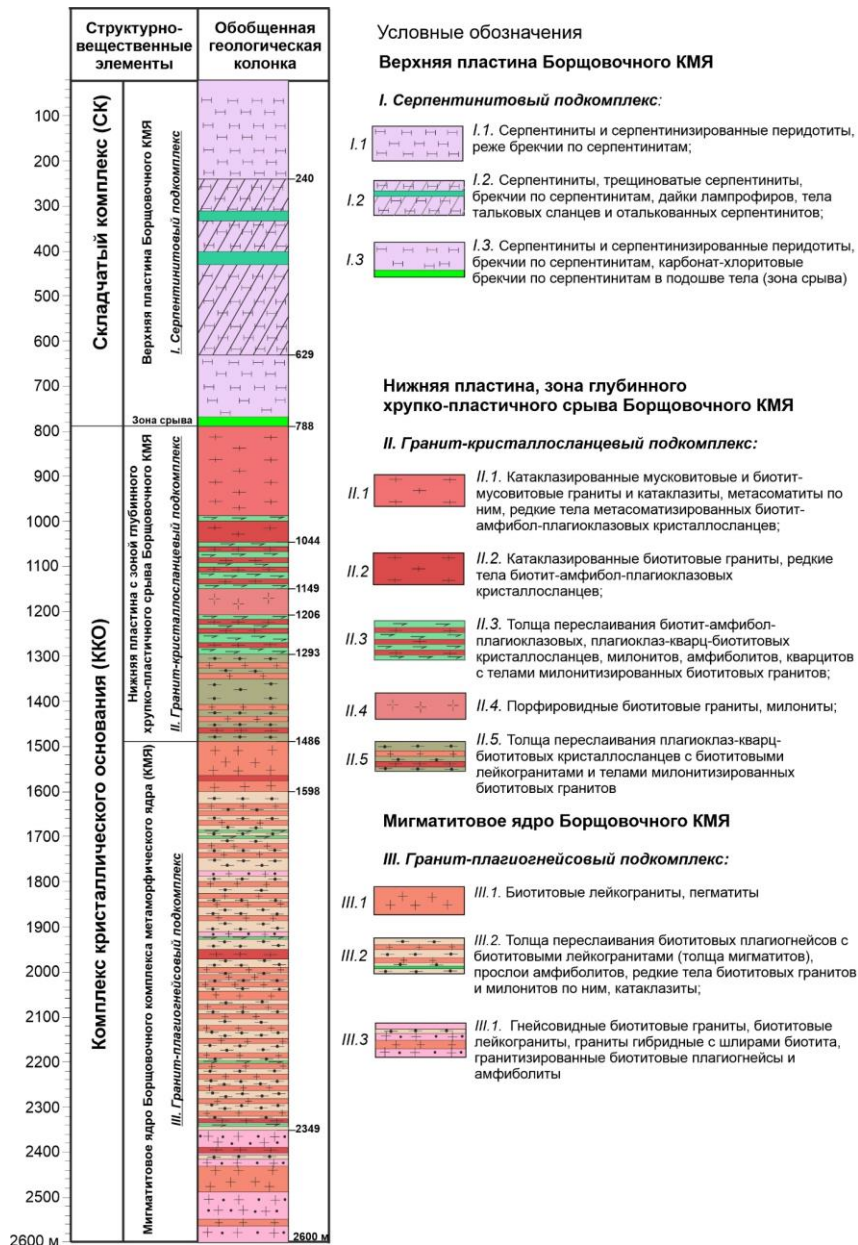
Несмотря на значительный объем накопленных данных по комплексам метаморфических ядер по различным регионам мира [3], в том числе по Забайкалью, непрерывного разреза таких структур до недавнего времени не существовало, так как в условиях естественной обнаженности восстановить полный разрез такого типа представляется трудновыполнимой задачей. Забайкальская параметрическая скважина, пробуренная до глубины 2600 м, с отметки 788 м вскрыла непрерывный разрез кристаллического основания, которое представлено комплексом метаморфического ядра. Полученные в результате бурения и исследования ствола скважины материалы, включающие керн по всему интервалу, результаты комплекса ГИС и лабораторно-аналитических исследований, позволяют на основе новых уникальных фактических данных построить опорный разрез Борщовочного комплекса метаморфического ядра (КМЯ).

При анализе данных по скважине использовалось предположение о том, что Борщовочный КМЯ принадлежит к «кордильерскому» типу [3], который в наибольшей степени соответствует полученным геолого-геофизическим материалам.

В разрезе Забайкальской скважины до глубины 2 600 м были выделены три основных структурно-вещественных элемента, которые сопоставляются с типовыми элементами комплексов метаморфических ядер «кордильерского» типа (рисунок).

Верхняя пластина Борщовочного КМЯ занимает в разрезе верхнюю часть (до глубины 788 м) и отвечает складчатому комплексу. Он представлен массивом серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, а также многочисленными катаклазитами и брекчиями по ним. В подошве массива залегает наиболее мощная зона брекчий и катаклазитов (около 30 м), по которым в нижней части развиваются метасоматиты карбонат-хлоритового состава. Вероятно, данная зона отвечает главному срыву (детачменту), по которому происходило перемещение складчатого комплекса на кристаллическом основании.

Под складчатым комплексом залегает комплекс кристаллического основания, который разделен на два подкомплекса – гранит-кристаллосланцевый и гранит-плагиогнейсовый.



Обобщенный разрез Забайкальской параметрической скважины (2600 м).

Нижняя пластина с зоной глубинного срыва представлена в средней части разреза (от глубины 788 м до 1486 м). Она соответствует гранит-кристаллосланцевому подкомплексу, который включает толщи биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллосланцев основного состава, кварц-биотитовых кристаллосланцев среднего состава, тела амфиболитов, кварцитов. Общая мощность подкомплекса около 700 м (с учетом включаемых в состав зоны тел гранитов). В составе кристаллосланцевого подкомплекса фиксируются многочисленные силлы биотитовых гранитов, катаклазиты в его верхней части и милониты – в средней и нижней. Многочисленные жилы и силлы биотитовых гранитов в центральной части подкомплекса насыщают разрез до состояния равномерного переслаивания с вмещающими породами. При этом степень динамической перекристаллизации по результатам петрографических исследований максимальна в интервале наибольшего насыщения разреза гранитными силлами. Биотитовые граниты несут следы интенсивной перекристаллизации с образованием милонитовых структур. Широкое развитие милонитов в этом подкомплексе позволяет сопоставлять его с милонитовым фронтом, который типичен для нижних пластин метаморфических ядер. Зона глубинного срыва (фронт милонитов) прослеживается по геофизическим данным на опорном профиле в юго-восточном направлении до глубины около 12 км, что подчеркивает важность этого элемента для понимания строения кристаллического основания и параметризации глубинных геофизических данных.

Верхняя граница метаморфического ядра принята на глубине 1486 м по кровле гранит-плагиогнейсового подкомплекса и является в определенной степени условной, так как привязана к смене литологического состава разреза, а не к смене структурно-петрологических признаков. В связи с этим в данном случае этой части разреза также отвечает понятие мигматитового ядра, так как именно здесь наблюдается широкое развитие жил ультраметаморфогенных лейкократовых гранитов.

Мигматитовое ядро начинается с довольно мощного (около 100 м) тела биотитовых лейкогранитов, которое ниже по разрезу сменяется толщей переслаивания биотитовых плагиогнейсов с согласными телами (жилами) аналогичных лейкогранитов и гнейсовидных биотитовых гранитов. В толще плагиогнейсов развиты структуры пластичного течения, которые представлены мелкими дисгармоничными складками. Толща плагиогнейсов на глубине 2349 м сменяется телом гнейсовидных биотитовых гранитов, содержащим многочисленные останцы гранитизированных плагиогнейсов (теневого граниты), гибридные граниты с шширами биотита и включения амфиболитов.

Таким образом, полученный по результатам бурения и исследований до глубины 2600 м геологический (геолого-геофизический) разрез Забайкальской скважины, построенный на основе комплексной обработки результатов ГИС, документации кернового материала, петрофизических и петрохимических данных, представляет собой уникальный опорный разрез для изучения Борщовочного КМЯ.

- [1] Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // ДАН. 2006. Т. 406. № 6 С. 788–792.
- [2] Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: обзор // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 2. С. 95–125.
- [3] Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
- [4] Coney P.J. Cordilleran metamorphic core complexes: An overview // Cordilleran metamorphic core complexes / Eds. M.D. Crittendon, P.J. Coney, G.H. Davis. Geological Society of America Memoirs. 1980. V. 153. P. 7–34.
- [5] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P. et al. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society. 2008. V. 165. P. 405–421.
- [6] Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A. Timing and processes of Late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes // Lithos. 2012. V. 154. P. 315–345.



## ХРОНОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕАМГИНСКОГО, ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО И ТЫРКАНДИНСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ

А.В. Пономарчук<sup>1,2</sup>, А.Г. Дорошкевич<sup>1,2</sup>, И.Р. Прокопьев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

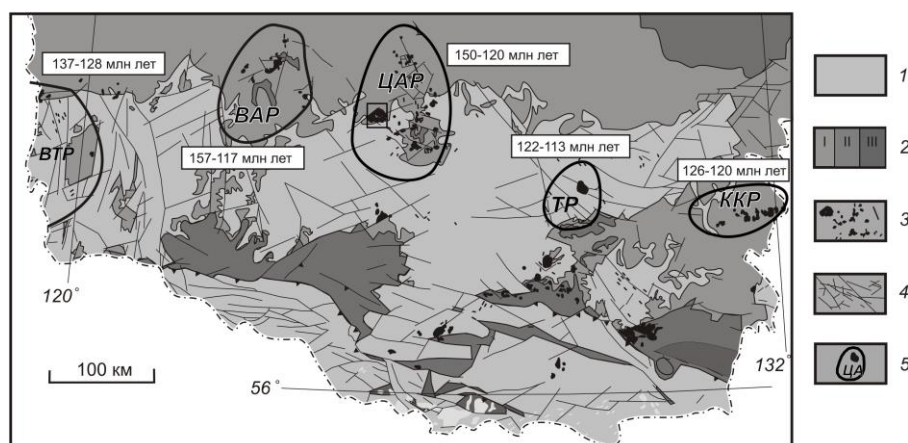
<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, antpronomar@gmail.com

Мезозойская тектономагматическая активизация Алдано-Станового щита привела к появлению крупной провинции щелочных и субщелочных пород, характеризующихся исключительным разнообразием составов и линейно-групповым размещением, приуроченным к тектоническим особенностям.

Среди всех рудных районов Алдано-Станового щита мезозойский магматизм наиболее полно был проявлен в Центрально-Алданском районе, что обусловило образование значительных запасов полезных ископаемых и, как следствие, вызвало интерес геологов. На основании U-Pb, Ar-A и Rb-Sr данных щелочные породы и связанные с ними метасоматиты формировались в интервале 120–150 млн лет: 120–145 млн лет на Рябиновом массиве [5], 125–142 млн лет – на массиве Ыллымах [1], 146–128 млн лет – на массиве Инагли [2].

Верхнеамгинский рудный район, находящийся западнее Центрально-Алданского, расположен в Амгинской зоне тектонического меланжа, отделяющей Центрально-Алданский составной террейн с востока от расположенных к западу и югу от нее соответственно Западно-Алданского и Тындинского составных террейнов. Щелочной магматизм района охватывает период 157–117 млн лет (рисунок), а формирование пород Верхнеамгинского массива происходило в интервале 138–117 млн лет [3].

Для восточных районов Алдано-Станового щита характерно широкое проявление только заключительных этапов магматизма. Так, на Желтулинском массиве Тыркандинского рудного района формирование щелочных пород происходило в период 122–113 млн лет (рисунок) [3], причем отчетливо выделяются два этапа. Возраст золоторудных метасоматитов тяготеет к ранним этапам становления массива.



### Геохронологические рубежи щелочного магматизма в Чара-Алданской металлогенической зоне (Алдано-Становой щит) с геохронологическими данными.

1 – фундамент щита; 2 – породы чехла: I – протерозойские песчаники и кембрийские известняки, II – юрские песчаники, III – меловые песчаники; 3 – мезозойские магматические породы; 4 – разломы; 5 – границы рудных районов, связанных с мезозойским щелочным магматизмом: ВТР – Верхнетокинский, VAR – Верхнеамгинский, ЦАР – Центрально-Алданский, ТР – Тыркандинский, ККР – Кет-Капский.

Анализ изотопных и геохимических данных для исследуемых пород позволяет предположить существование общего обогащенного мантийного источника, с участием которого формировались породы. Наблюдаемые временные закономерности мезозойской магматической активности в различных районах могут объясняться тектоническим строением Алдано-Станового щита. Высокая проницаемость коры Центрально-Алданского района может объяснить более раннее начало магматизма относительно других районов. Благодаря активизированным древним тектоническим структурам мантийные расплавы быстрее поднимаются к поверхности, что подтверждается присутствием примитивных недифференцированных разностей и значительным объемом пород. Моделирование петрогенезиса пород Джелтулинского массива показало, что формирование пород массива происходило в ходе фракционирования лампроитовой магмы исходного состава с ассимиляцией вмещающих пород, а гранитов – в результате корового анатексиса [6]. Можно предположить, что очаги мантийных магм возникли в пределах всего Алдано-Станового щита субсинхронно как отражение коллизионных процессов на границе. Подъем щелочно-базитовых расплавов к поверхности в разных зонах определялся тектонической структурой каждого района: в условиях менее проницаемой земной коры подъем расплавов занимал больше времени, что отразилось в массовом появлении, наряду с мантийными, средне- и мало-глубинных коровых зон магмогенерации, в вовлечении в плавление все больших масс корового вещества и, как следствие, в смене преобладающих магматических формаций [4].

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект №19-77-10004П.

- [1] Васюкова Е.А., Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г. Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыллымахского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 489–507.
- [2] Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Светлицкая Т.В., Дорошкевич А.Г.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1 С. 41–54.
- [3] Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Семенова Д.В., Кравченко А.А., Иванов А.И. Геохронология мезозойского щелочного магматизма для Тыркандинской и Амгинской тектонических зон (Алданский щит): новые U-Pb Ar-Ar данные // Геосферные исследования. 2020. № 4. С. 6–24.
- [4] Полин В.Ф., Зверева Н.М., Травин А.В., Пономарчук А.В. Возраст золотого оруденения Кеткапско-Юнской магматической провинции, формационная принадлежность золотоносных комплексов и разновременность позднемезозойского магматизма в разных частях Алданского щита // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 5. С. 3–19.
- [5] Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радьков А.В., Соловьев О.Л. Петрография, геохимия и изотопное датирование (U-Pb и Rb-Sr) щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 51. С. 62–78.
- [6] Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Cora Wohlgemuth-Ueberwasse. Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // International Journal of Earth Sciences. 2020. V. 109. P. 2407–2423.



## РАСПЛАВЫ И ФЛЮИДЫ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ЗАБАЙКАЛЬЕ, ТУВА)

И.Р. Прокопьев

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет  
Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН

Щелочно-карбонатитовые комплексы Западного Забайкалья, Центральной и Южной Тувы сформировались в результате плюмового внутриплитного магматизма в пределах Центрально-Азиатской рифтогенной структуры на рубеже ~130–120 млн лет и входят в состав позднемезозойской карбонатитовой провинции [1–3]. Для карбонатитовых комплексов характерна Fe-P-F-Ba-Sr-REE металлогеническая специфика и связь карбонатитов с проявлением калиевого щелочного магматизма.

В пределах Западно-Забайкальского региона выделяют Халютинский, Южный, Аршанский, Торейский, Ошурковский и Улан-Удэнский (Портовое) карбонатитовые комплексы. Карбонатиты образуют жильные, трубообразные и плащеобразные тела и ассоциируют с шонкинитами и щелочными сиенитами [3]. Современные исследования расплавных включений в минералах шонкинитов Халютинского комплекса показали наличие двух типов включений – силикатных и силикатно-карбонатно-сульфатных. Титанит содержит минеральные включения кристаллов клинопироксена, расплавные включения с кристаллическими фазами калишпата, а также карбонатно-сульфатно-силикатные включения с кристаллическими фазами ангидрита, кальцита, баритоцелестина, калишпата и флогопита. В калишпате также присутствуют силикатно-сульфатные включения. Первый тип силикатных включений в титаните отражает состав расплава шонкинитов после кристаллизации клинопироксена. Исследования силикатно-карбонатно-сульфатных включений демонстрируют признаки силикатно-солевой несмесимости при температуре выше 780–800 °С.

Первые кристаллофлюидные включения были изучены на Южном и Аршанском комплексах. Установлено, что бастнезит кальцитовых карбонатитов образовался при температуре выше 520 °С, а дочерние фазы включений содержат солевые фазы Na-, K-, Ca-сульфатов и фторсодержащих минералов [4]. В магнетите карбонатитов Халютинского комплекса нами установлены расплавные включения, содержащие кристаллические фазы стронцианита, кальцита и барита. Представительным образцом эволюции ортомагматических карбонатитовых флюидов на гидротермальном этапе служат результаты исследования флюидных включений в бастнезите и флюорите Улан-Удэнского карбонатитового проявления [5]. Современные данные показали, что породы образовались из солевого расплава щелочно-карбонатно-сульфатного состава при температуре выше 550–500 °С. На гидротермальном этапе состав раствора изменялся по схеме: 450–430 °С карбонатно-сульфатный (30–40 мас. %) раствор → 350–290 °С хлоридный (30–10 мас. %) раствор (принос, разбавление метеорными водами) → 350–290 – >200–150 °С гидрокарбонатно-сульфатный раствор.

Карбонатиты Центральной (Карасугский комплекс) и Южной Тувы (Улаятай-Чозская группа) сформировались последовательно в два этапа. На первом этапе внедрились анкерит-кальцитовые карбонатиты, на втором – рудоносные флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты [2]. Сидеритовые карбонатиты образуют штоки и карбонатитовые трубки взрыва с брекчиевой текстурой, содержащие обломки вмещающих пород, магматических тел и карбонатитов первой фазы внедрения. В рудном поле карбонатитов Центрально-Тувинского региона установлены выходы штокообразных и дайковых тел щелочных сиенитов, габброидов, граносиенитов, а также описаны дайки лампрофиров. Однако парагенетическая связь щелочных пород с карбонатитами Тувы на сегодняшний день не установлена.

В кварце кальцитовых карбонатитов Карасугского поля установлены расплавные включения, содержащие дочерние фазы кальцита и анкерита, с температурой гомогенизации 790–

820 °С [6]. Прогретые силикатно-карбонатные включения во флогопите содержат округлые обособления силикатной фазы (K, Ti, Al, Si, Fe, Mg) в матрице карбоната анкеритового состава. Вторая фаза сидеритовых карбонатитов Тувы Карасугского поля образовалась из карбонатно-сульфатно-хлоридного флюидного рассола-расплава при температуре свыше 580–640 °С [6] (включения в кварце). Дочерние фазы таких рассолов-расплавов содержат сидерит, феррикопиапит (гидросульфат Fe<sup>3+</sup>), ангидрит, сильвин и преобладающий галит; газовая фаза содержит жидкую углекислоту.

Современные исследования рассол-расплавных включений во флюорите сидеритовых карбонатитов Улаит-Чозского рудного поля показали карбонатно-сульфатно-хлоридный состав (кальцит, ангидрит, баритоцелестин, галит, сильвин), при этом KCl преобладает над NaCl. Эволюция флюидных растворов карбонатитов Тувы связана с образованием сульфатно-хлоридных → гидрокарбонатно-хлоридных → преимущественно хлоридных растворов, при снижении температуры гомогенизации флюидных включений от 580 до 310 °С. Современные исследования включений в кварце и апатите сидеритовых карбонатитов Тувы методом LA ICP MS показали накопление рудных компонентов (Ba, Sr, LREE) в ортомагматических флюидных рассолах-расплавах по сравнению со щелочными расплавами анкерит-кальцитовых карбонатитов.

Исследования карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья выполнены по теме и за счет средств гранта РФФИ 22-17-00078. Геология региона изучена в рамках базового проекта НИР ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0024). Исследования карбонатитов Тувы выполнены в рамках базового проекта НИР ТуВИКОПР СО РАН.

- [1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- [2] Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // Gondwana Research. 2019. V. 69. P. 56–72.
- [3] Рунн Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракиинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 230 с.
- [4] Дорошкевич А.Г., Рунн Г.С. К оценке условий образования редкоземельных карбонатитов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 492–500.
- [5] Рунн Г.С., Прокопьев И.Р., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Дорошкевич А.Г. и др. Бастнезит-флюоритовые породы Улан-Удэнского проявления (минеральный состав, геохимические особенности, проблемы генезиса) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 12. С. 1754–1774.
- [6] Prokopyev I.R., Borisenko A.S., Borovikov A.A., Pavlova G.G. Origin of REE rich ferrocarbonatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions // Mineralogy and Petrology. 2016. V. 110. № 6. P. 845–859.



## КАЛЬЦИЕВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ И МЕЛАНОГАББРО БИРХИНСКОГО МАССИВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ) – ФАЗЫ РАННЕЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОСТРОВОДУЖНЫХ АНКРАМИТОВ

Е.В. Пушкарев<sup>1</sup>, А.В. Лавренчук<sup>2</sup>, И.А. Готтман<sup>1</sup>, Е.В. Скляр<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@uiggm.nsc.ru

<sup>3</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

Бирхинский массив является самым крупным габбровым массивом в Ольхонском террейне, Западные Прибайкалье [1, 2, 5]. Он имеет субизометричную форму и размеры около 12×13 км. В обрамлении массива залегают метавулканиды цаган-забинского комплекса и разнообразных метаморфических пород: амфиболиты, кварциты, мраморы и силикатно-карбонатные породы. Взаимоотношения габброидов с экзоконтактовыми породами неоднозначны и в большинстве случаев рассматриваются как тектонические. Бирхинские габброиды и породы цаган-забинского комплекса имеют сходные островодужные геохимические характеристики и возраст и объединяются в единую вулканоплутоническую ассоциацию, формирование которой происходило в раннем палеозое в связи с островодужным геотектоническим режимом [1, 3].

По данным [6], Бирхинский массив имеет двухфазное строение. К породам первой фазы (центр массива) относятся оливиновые габбро, а также оливин-амфиболовые вебстериты, клинопироксениты, их плагиоклазовые разновидности и меланогаббро, преимущественно развитые в южной и юго-восточной эндоконтактовой части массива (бухта Харюзовая) и в центральном ядре. Вторая фаза, залегающая по периферии массива, представлена габбро-норитами, монцогаббро и монцодиоритами. Достоверных взаимоотношений между габброидами 1 и 2-й фазы не установлено.

Оливиновые габбро 1-й фазы, использованные для петрологического моделирования методом геохимической термометрии для оценки состава первичного расплава Бирхинского массива, позволили получить лишь состав расплава, соответствующего промежуточному этапу дифференциации в магматической камере на уровне становления массива [2]. В результате кристаллизации таких оливиновых габбро невозможно получить сколько-нибудь значимых объемов клинопироксенитов. Вопрос о составе первичного расплава остался нерешенным.

Проведенное петрологическое изучение габбро-норитов так называемой 2-й фазы в южном и северном секторе массива показало наличие в них редких порфировых зональных вкрапленников клинопироксена [4]. От ядра к кайме состав клинопироксена изменяется от высокомагнезиального ( $Mg\# = Mg/(Mg+Fe) = 0.91-0.87$ ) хромдиопсида до железистого авгита ( $Mg\# = 0.70-0.65$ ). На фоне непрерывного падения магнезиальности в клинопироксене от ядра к кайме содержания глинозема в нем вначале увеличиваются от 1.5–2.0 % до 3.5–4.0 %  $Al_2O_3$ , а в конце кристаллизации снова уменьшаются до 1.5–1.0 %  $Al_2O_3$ . Такой тренд характерен для кристаллизации анкармитов, ультраосновных расплавов, обладающих высоким  $CaO/Al_2O_3 > 1$ , дифференциация которых контролируется фракционированием оливин-клинопироксеновой котектики на раннем этапе с переходом к совместной кристаллизации с плагиоклазом на поздней стадии. Эти данные позволили высказать предположение, что формирование Бирхинского массива было связано или проходило при участии анкармитового расплава с высокой магнезиальностью ( $Mg\# = 0.7$ ) и  $CaO/Al_2O_3 > 1$ , образование которого связано с плавлением верлитового мантийного источника в супрасубдукционной геотектонической обстановке [4]. Для решения этого вопроса было проведено изучение ультрамафитов и меланократовых габброидов, вероятно, наиболее ранних фаз кристаллизации родоначального расплава Бирхина.



В центральной части массива изучены меланократовые амфибол-пироксеновые меланогаббро, образующие делювиальные выходы на протяжении 150 м среди оливиновых габбро. Коренные выходы плагиоклазовых оливин-амфиболовых клинопироксенитов протяженностью до 150–200 м при видимой мощности 50–70 м изучены в бухте Харюзовой и по береговым обнажениям Байкала. Здесь они ассоциированы с клинопироксен-порфиоровыми оливиновыми габбро, пойкилитовыми амфибол-клинопироксеновыми меланогаббро и габбро-норитами. Все породы обладают высокой магнезиальностью –  $Mg\#=0.70-0.78$  и высоким  $CaO/Al_2O_3 > 1.5$ , что характерно для пород анкарамитового ряда. Геологические взаимоотношения между пироксенитами и разными типами габброидов свидетельствуют об их синхронном формировании. Наблюдаются ксенолиты пироксенитов в габбро и жилы габбро в пироксенитах, точно так же распространена и обратная ситуация, когда клинопироксениты образуют жилы в габбро и содержат их ксенолиты. Но чаще всего встречаются шлировые и шлирово-полосчатые взаимоотношения между этими породами. Клинопироксениты имеют крупнозернистую структуру и отчетливый идиоморфизм клинопироксена, часто с хорошей зональностью. Ядра клинопироксена светло-зеленого цвета соответствуют хромдиоксиду ( $0.8-1.1\% Cr_2O_3$ ,  $1.0-1.5\% Al_2O_3$ ) с  $Mg\#=0.92-0.88$ . В темных каймах клинопироксена  $Mg\#$  падает до 0.75, а содержание  $Al_2O_3$  увеличивается до 3.5–4.0%. Эволюционный тренд клинопироксена в ультрамафитах совпадает с кристаллизационной зональностью вкрапленников пироксена в габбро-норитах 2-й фазы, установленной ранее [4], и с зональностью вкрапленников клинопироксена из оливиновых габбро, ассоциированных с клинопироксенитами в бухте Харюзовой. При этом составы минералов из клинопироксенитов располагаются вдоль магнезиального плеча тренда, контролируемого оливин-клинопироксеновым фракционированием без участия плагиоклаза. Это заключение подтверждается геохимией РЗЭ в клинопироксенах. Ранние, магнезиальные, хромдиоксиды из габбро-норитов и оливиновых габбро имеют субгоризонтальный спектр нормированного распределения РЗЭ на уровне 1–5 хондритовых стандартов и отсутствие или слабую отрицательную европиевую аномалию. Поздние, железистые, авгиты по уровню РЗЭ превышают хондриты в 20–50 раз и имеют интенсивную отрицательную европиевую аномалию, свидетельствующую о совместной кристаллизации пироксена с плагиоклазом. Сходная ситуация характерна и для валовой геохимии пород. Клинопироксениты обладают слабодифференцированными спектрами РЗЭ ( $La/Yb=1.0-1.3$ ), отсутствием или незначительным развитием положительной или отрицательной европиевой аномалии. Оливиновые габбро с обильными вкрапленниками зонального клинопироксена характеризуются более дифференцированными спектрами РЗЭ ( $La/Yb=1.7-2.6$ ) и хорошо выраженной положительной европиевой аномалией. Габбро-нориты 2-й фазы имеют  $La/Yb > 4$  и положительную европиевую аномалию. Эти особенности геохимии свидетельствуют о различиях в характере дифференциации родоначального расплава при формировании ультрамафитов и габброидов. Образование пироксенитов происходило в условиях бесплагиоклазовой дифференциации, а габброидов – при фракционировании котектик с участием плагиоклаза. В этом случае наиболее вероятным первичным расплавом могут быть анкарамиты, для дифференциации которых характерна смена бесплагиоклазовой  $OI+Cr_x$  котектики на плагиоклазовую  $Fem+Pl$ .

Это предположение подтверждается находкой анкарамитов среди амфиболитов и гнейсов в северном экзоконтакте Бирхинского массива, примерно в 2 км восточнее пос. Еланцы. Порода имеет мелкозернистую структуру основной массы, состоящую из клинопироксена, ортопироксена, амфибола и плагиоклаза, на фоне которой выделяются обильные (20–25%) и крупные (5–7 мм) зональные вкрапленники клинопироксена, реже – оливина. Порода обладает высокой магнезиальностью –  $Mg\#=0.75$  и  $CaO/Al_2O_3=1.5$ . По структуре, минеральному и химическому составу эта порода соответствует анкарамитам. Вариации состава клинопироксена вкрапленников совпадают с магнезиальным плечом тренда клинопироксена из Са-ультрамафитов и клинопироксен-порфиоровых оливиновых габбро бухты Харюзовой. Клинопироксены содержат многочисленные мелкие включения хромшпинелидов  $Cr/(Cr+Al)=0.8-0.4$ , сходных по составу с хромшпинелидами из клинопироксенитов Бирхина и обладающих общими особенностями с хромшпинелидами из анкарамитов.

Установлены общие черты кристаллизационных трендов клинопироксенов из оливиновых клинопироксенитов, меланогаббро, клинопироксен-порфиоровых оливиновых габбро бухты Харюзовой и габбро-норитов 2-й фазы Бирхинского массива с эволюционными трендами анкарамитов Урала и Пацифики. Впервые в ассоциации с Бирхинским габбровым массивом установлены и изучены магнезиальные анкарамиты с обильными вкрапленниками зонального клинопи-

роксена и аксессуарным хромшпинелидом. Полученные данные свидетельствуют об участии магнезиальных и высококальциевых расплавов островодужных анкармитов в формировании клинопироксенитов и габброидов Бирхинского массива.

Работа выполнена по госбюджетной теме № г/р АААА-А18-118052590029-6. Аналитические данные – ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН.

- [1] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С.* и др. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.
- [2] *Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э.* и др. Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 308–326.
- [3] *Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э.* и др. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.
- [4] *Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Лавренчук А.В., Скляр Е.В.* Состав клинопироксенов как индикатор высоко-Mg-Ca состава первичного расплава Бирхинского габбрового массива (Приольхонье). Аналоги на Урале // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. С. 281–283.
- [5] *Федоровский В.С., Скляр Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.
- [6] *Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст и геохимические признаки синколлизонных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // ДАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 251–255.



## ФОКАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НЕСБРОСОВОГО ТИПА В ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ

Н.А. Радзиминович

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, nradzim@crust.irk.ru  
Улан-Удэ, Бурятский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН»

Южно-Байкальская впадина, являясь «историческим ядром» Байкальской рифтовой зоны [1], характеризуется высоким уровнем сейсмической активности. По данным о фокальных механизмах, землетрясения вызваны главным образом сбросообразованием по плоскостям ЮЗ-СВ простирания с углами падения  $30\text{--}60^\circ$  в соответствии с простиранием основных геологических структур. Такой тип фокальных решений часто называют «байкальским». Тем не менее во впадине отмечаются землетрясения с другими механизмами очагов. В данной работе предпринята попытка оценить соотношение механизмов очагов разного кинематического типа в пределах впадины, эпицентральное распределение и приуроченность «небайкальских» фокальных решений к геологическим структурам или разломам, их энергетическую представительность и т.д. Для анализа выбраны фокальные решения землетрясений с эпицентрами в пределах Южно-Байкальской впадины за 1950–2015 гг. [2–4] и механизмы очагов землетрясений с  $K \geq 12$  за 2016–2022 гг. [5]. Нижний энергетический порог землетрясений в выборке  $K_p = 8$ .

Подразделение по кинематическому типу осуществлялось на основе угла скольжения (SLIP или RAKE). 71 % нодальных плоскостей в выборке характеризовался смещениями сбросового и сдвигосбросового типа, остальные 29 %, соответственно, являлись сдвигами, взбросами (надвигами), взбросо- или сбрососдвигами, сдвиговзбросами. При этом на «чистые» сбросы (slip  $-60\text{--}-120^\circ$ ) приходится 53 % плоскостей, на «чистые» взбросы (slip  $60\text{--}120^\circ$ ) – 5 %, на «чистые» сдвиги (slip  $0\text{--}30$  и  $150\text{--}180^\circ$ ) – 12 %. Несмотря на то, что землетрясения с механизмами, отличными от сбросов, составляют менее трети от всех имеющихся решений, по выделившейся энергии они представляют значительную часть сейсмического процесса, около 43 %. Основной вклад в эти проценты внесло Култукское землетрясение, однако следует отметить, что для этого толчка для предположительно «рабочей» плоскости СЗ или субширотного простирания (в зависимости от решения) тип смещения определяется в разных источниках либо как сдвигосброс либо как сбрососдвиг. Вторая, «вспомогательная», нодальная плоскость, ориентированная СВ-ЮЗ, характеризовалась сбрососдвиговым смещением. Без этого землетрясения вклад остальных будет меньше 3 %. Столь малое значение обусловлено подавляющим вкладом в общую энергию Среднебайкальского землетрясения 1959 г. с  $M_{LH} 6.8$  с «байкальским» механизмом очага (рисунок).

Распределение эпицентров землетрясений с механизмами несбросового типа в общих чертах повторяет распределение эпицентров землетрясений Южно-Байкальской впадины. Такие события приурочены как к Южной, так и к Центральной котловине. Отмечается их концентрация среди афтершоков Максимихинского и Култукского землетрясений, при этом Южно-Байкальская последовательность характеризуется малым количеством нетипичных решений. Также обращает на себя внимание область между Култукским и Южно-Байкальским эпицентральными полями, в которой практически все имеющиеся механизмы имеют в своем решении плоскость несбросового типа (рисунок).

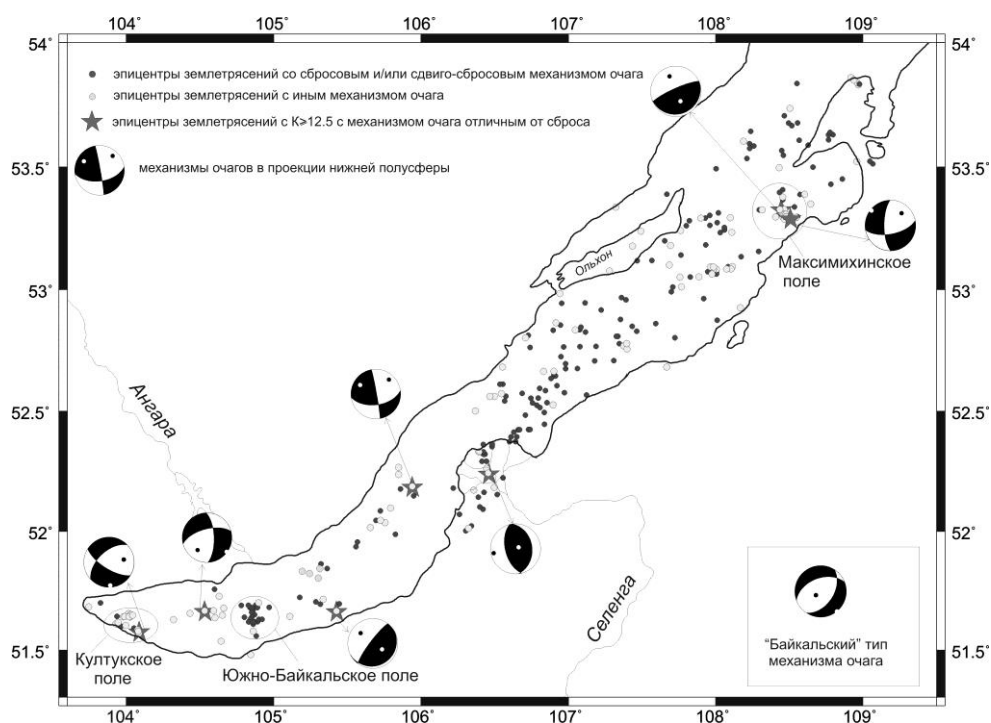
Анализ распределения плоскостей по простиранию показывает, что большая часть сдвиговых и взбросовых подвижек происходит по плоскостям, ориентированным СЗ-ЮВ, т.е. по поперечным структурам (таблица). Тем не менее по плоскостям этого же простирания отмечается почти сопоставимое число сбросов. Развитие северо-западных сбросов в некоторых работах объясняется локальным продольным растяжением (например [6, 7]).

Наличие сдвиговых подвижек в Култукской депрессии ожидаемо вследствие известной левосдвиговой компоненты смещений по Главному Саянскому разлому и западному отрезку Обручевского разлома [8]. Нетипичные механизмы в районе Максимихинского землетрясения находятся в согласии с кинематикой Турка-Усть-Баргузинского разлома и Усть-Баргузинского

### Распределение плоскостей с разным кинематическим типом смещений по простиранию, %

Тип смещения	NE-SW	NW-SE	W-E	S-N
Сброс*	88	32	62	57
Сдвиг*	8	43	27	34
Взброс (надвиг)*	4	25	11	9

Примечание. \* Здесь каждому типу соответствуют, в том числе, подвижки в комбинации смещений по падению и по простиранию, например к сбросам относятся как сбросы, так и сдвиго-сбросы и т.д.



#### Эпицентры землетрясений, для которых имеются определения механизмов очагов.

Светлые точки – эпицентры землетрясений, в механизмах очагов которых имеется плоскость несбросового (сдвиго-сбросового) типа. Для сильнейших из них ( $K \geq 12.5$ ) приведены фокальные механизмы. В правом нижнем углу приведен пример типичного механизма очага для землетрясений Южно-Байкальской впадины, в данном случае для Среднебайкальского землетрясения 1959 г.

разломного узла [9]. В этих областях реконструировано трансензионное поле напряжений [10, 11]. В центральной части впадины, развитие которой на настоящем этапе происходит под действием растяжения земной коры в направлении СЗ-ЮВ, взбросовые и сдвиговые смещения могут быть связаны с формированием разноранговых разрывных структур под влиянием тектонических напряжений разных иерархических уровней [12].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 20-05-00357а).

- [1] Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2001. Т. 376. № 4. С. 510–513.
- [2] Солоненко А.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 113–122.
- [3] Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1598–1607.
- [4] Землетрясения в России. Ежегодник ФИЦ ЕГС РАН. Обнинск. <http://www.ceme.gsras.ru/zr/>.
- [5] Землетрясения Северной Евразии. Ежегодник ФИЦ ЕГС РАН. Обнинск. <http://www.ceme.gsras.ru/zse/>.
- [6] Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Гео, 2003. 244 с.
- [7] Тевелев А.В., Федоровский В.С. Кинематика аккомодационных структур Байкальской рифтовой зоны // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2017. № 2. С. 25–34.

- [8] Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 70–79.
- [9] Черемных А.В. Разломно-блоковое строение земной коры и напряженное состояние в зонах региональных разломов восточного побережья озера Байкал // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 2. С. 250–258.
- [10] Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г. Сейсмичность и сеймотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44–62.
- [11] Радзиминович Н.А., Мирошниченко А.И. Усть-Баргузинская трансферная зона (Центральный Байкал): сейсмологические данные о транстенсионном поле напряжений земной коры // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 78–82.
- [12] Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 450–469.



## ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПЕРЕСТРОЙКИ КОРЫ В ОТКЛИКАХ $^{234}\text{U}$ , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ И $\text{Hg}$ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПОДГОТОВКУ И РЕАЛИЗАЦИЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ В ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЕ

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, Е.П. Чебыкин<sup>1,3</sup>, А.М. Ильясова<sup>1</sup>, С.В. Снопков<sup>2</sup>,  
С.А. Борняков<sup>1</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rassk@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Иркутский государственный университет

<sup>3</sup> Иркутск, Лимнологический институт СО РАН

По каталогу [2] в пространственно-временном распределении эпицентров землетрясений западной части акватории Южного Байкала за период 2008–2022 гг. определено семь сейсмических активизаций, разделенных между собой перестройками (таблица).

**Временные интервалы сейсмических активизаций и перестроек эпицентров землетрясений ([3] с дополнением окончания активности Муринской линии и начала Байкало-Хубсугульской активизации)**

Сейсмическая активизация	Интервал активизации (продолжительность, месяцы)	Интервал перестройки (продолжительность, месяцы)
Култукская	27.08.2008–04.01.2011 (27)	04.01.2011–24.06.2011 (5)
Толбазихинская	24.06.2011–11.10.2012 (15)	11.10.2012–08.01.2013 (2)
Котовская	08.01.2013–21.07.2013 (6)	21.07.2013–11.08.2013 (<1)
Муринская	11.08.2013–20.07.2014 (11)	20.07.2014–13.01.2015 (5)
Голоустная линия	13.01.2015–29.08.2016 (20)	29.08.2016–14.12.2016 (2.5)
Муринская линия	14.12.2016–06.07.2020 (43)	06.07.2020–22.09.2020 (2.5)
Байкало-Хубсугульская	22.09.2020 (продолжается более 22 месяцев)	

Сильные толчки подготавливаются и реализуются в деформационных пульсациях. В настоящем сообщении дается расшифровка иерархической структуры пульсаций и обозначаются разнопорядковые деформационные перестройки по откликам активности  $^{234}\text{U}$  (A4),  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  (A4/A8) и концентрации ртути в подземных водах ( $\text{Hg}_{\text{gw}}$ ) в полном сейсмогеодинамическом цикле 2008–2020 гг., ограниченном Култукским и Кударинским землетрясениями Южно-Байкальской впадины. Отклики в мониторинговых гидрогеохимических рядах рассматриваются как основа для определения стадий подготовки и реализации будущих сильных сейсмических событий в контексте развития полного сейсмогеодинамического цикла.

Перестройки 1-го порядка сопровождали главные сейсмические толчки на Южном Байкале 27 августа 2008 г. (Култукское землетрясение) и 9–10 декабря 2020 г. (Кударинское землетрясение). Главным толчкам предшествовали форшоки в районе Култукского сейсмопрогностического полигона (перед Култукским – 04.05.2008 г., перед Кударинским – 22.09.2020 г., Быстринское землетрясение), после главных толчков на обширной территории распространялись афтершоки. После Култукского события афтершоки продолжались 27 месяцев, после Кударинского – продолжают в настоящее время.

Перестройки 2-го порядка имели место 11.10.2012 г., 01.06.2014 г. и 05.09.2015 г. Первая из них обозначила переход от интервала афтершоков к интервалу слабых землетрясений 9–10-го энергетического класса (зеленый уровень сейсмической опасности). В течение этого интервала значения A4 и A4/A8 в подземных водах последовательно снижались. Вторая перестройка отразила переход от интервала слабых землетрясений к интервалу, завершившемуся Голоустненским землетрясением средней силы ( $K=12.4$ ) (оранжевый уровень сейсмической опасности). Третья

перестройка (Голоустненское землетрясение 0.5.09.2015 г.) характеризовала переход от интервала землетрясений средней силы к развитию сейсмогенных деформаций, завершившихся сильным Кударинским землетрясением Южного Байкала (красный уровень сейсмической опасности).

В интервале красного уровня регистрация пульсаций по откликам А4 и А4/А8 подземных вод сопровождалась дополнительной регистрацией в подземных водах концентрации ртути ( $Hg_{gw}$ ) [1]. У-изотопные пульсации сжатия (снижения А4 и/или А4/А8) и растяжения (возрастания А4 и/или А4/А8) объединяются в интервалы согласованного и противофазного снижения и возрастания  $Hg_{gw}$ . Потоки ртути в целом усиливались при растяжении коры и подавлялись ее сжатием. Растягивающий характер деформаций коры выражен в интервалах совпадающих максимумов и минимумов А4 и  $Hg_{gw}$ . Перестройка на противофазные соотношения этих параметров объясняется переходом  $Hg^{2+}$  подземных вод в атомарную (газовую) фазу  $Hg^+$  (предположительно, в связи с наложенной пульсацией потока восстановленных газов ( $H_2$ ,  $H_2S$ )).

О сильном запахе сероводорода во время Култукского землетрясения 2008 г. сообщили жители пос. Култук. Об импульсном поступлении восстановленных газов во время сейсмических событий Байкало-Хубсугульской активизации косвенно свидетельствовало резкое снижение окислительно-восстановительного потенциала ( $Eh'$ ) в подземных водах. Показателем потока восстановленных газов служит снижение  $Hg_{gw}$  подземных вод одновременно с минимумом  $Eh'$ , поскольку импульс продувки восстановленными газами создавал низкий  $Eh'$  и приводил к стерилизации  $Hg_{gw}$  подземных вод. Перед Байкало-Хубсугульской сейсмической активизацией на всех мониторинговых станциях Култукского полигона в течение 5–6 месяцев 2019–2020 гг. проявилась глубокая бухта концентрации  $Hg_{gw}$ .

С середины 2017 г. до середины 2019 г. локальные максимумы А4 (растяжение) совпадали с локальными минимумами  $Hg_{gw}$  (удаление ртути из подземных вод в газообразную фазу). В начале 2020 г. наблюдалась единичная короткая инверсия (совпали локальные максимумы А4 и  $Hg_{gw}$ ) с возвратом к режиму совпадения локальных максимумов А4 с локальными минимумами  $Hg_{gw}$  во время сильных сейсмических событий (Быстринское, Кударинское, Хубсугульское). В ходе афтершоковой активности 2021–2022 гг. наблюдалась инверсия, в результате которой установился режим совпадения локальных максимумов А4 с локальными максимумами  $Hg_{gw}$ .

По откликам локальных максимумов А4 и их соотношениям с локальными максимумами и минимумами  $Hg_{gw}$  устанавливаются деформационные перестройки коры 3-го порядка. В расшифровке этих перестроек получается выход на определение времени сильного землетрясения в Южно-Байкальской впадине. Разнопорядковые перестройки взаимосвязаны и образуют единую иерархическую систему. Деформационные перестройки 1 и 2-го порядка вписываются по времени в структуру деформационных перестроек 3-го порядка.

Култукский сейсмопрогностический полигон находится в позднекайнозойской Камарско-Становой зоне горячей трансформации. Гидрогеохимический мониторинг проводится в сочленении Главного Саянского и Обручевского разломов, в котором во временном интервале 18–13 млн лет назад извергался Култукский вулкан и генерировались псевдотахилиты. Особенности источников этих образований заключается в широких вариациях оксидов переменной валентности (железо и уран), существенно зависящих от окисленности – восстановленности среды [4]. Наряду с гидрогеохимическими откликами А4, А4/А8 и  $Hg_{gw}$  на сейсмогенные деформации, в ходе Байкало-Хубсугульской активизации квазипериодически возникали газовые пульсации. Варьирующимися содержаниями компонентов воды (А4 и др.) определялись хрупкие малоглубинные деформации в коре, а пульсациями восстановленных газов – привнос компонентов с уровня коромантийного перехода, на котором хрупкие деформации сменяются квазипластическими. Сильной разрядке тектонических напряжений могло способствовать взаимное совмещение во времени импульсов хрупких и квазипластических деформаций коры.

Иерархическая структура пульсаций по откликам А4, А4/А8 и концентрации  $Hg_{gw}$  в подземных водах отчетливо отражает деформационные перестройки, которые приводят к сильному землетрясению на конечной стадии сейсмогеодинамического цикла. Земная кора находится в условиях всестороннего сжатия, которое в случае дополнительной концентрации локальных сжимающих тектонических напряжений усиливается. Режим сжатия коры Южного Байкала не дает сильных сейсмических ударов. Сильные сейсмогенные деформации в центральной части Байкальской рифтовой системы создаются растягивающими усилиями, которые интегрируются в раскрытие Южно-Байкальской впадины.

Работы проводились в рамках проекта Минобрнауки РФ № 075-15-2020-787 «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории».

- [1] Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Снопков С.В., Рассказов С.В. Ртутные сигналы подземных вод Култукского полигона при подготовке и реализации Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации в 2020–2021 гг. // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2. № 1. С. 6–17.
- [2] Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук». <http://www.seis-bykl.ru>.
- [3] Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // *Frontiers of Earth Science*. 2020. V. 14. № 4. P. 711–737. doi:10.1007/s11707-020-0821-5.
- [4] Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11. № 5. 487.





## О РОЛИ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОБЕСПЕЧЕНИИ СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТИ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В.В. Ружич, Е.А. Левина, Л.П. Бержинская, Е.И. Пономарева

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

Вопросы снижения разрушительных последствий землетрясений все более актуальны для всех сейсмоопасных стран мира, включая Российскую Федерацию. Для сейсмоопасных районов Восточной Сибири, особенно отнесенных к зонам опережающего промышленного развития, весьма важны оценки социальных и экономических показателей сейсмического риска. В Прибайкалье, где расположены такие промышленные города, как Иркутск и Ангарск, не исключено возникновение сильных сейсмических воздействий со стороны зон Приморского и Главного Саянского разломов (ГСР), особенно опасных при минимальных удалениях 100–120 км. Согласно картам ОСП-2015 и ОСП-2016, на территориях этих и других городов с разной вероятностью нельзя полностью исключать грядущие сейсмические события с интенсивностью 8 и 9 баллов по шкале ММСК-86 [1]. Несмотря на достигнутые научно-технические достижения в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства, сегодня по-прежнему необходимы более обоснованные решения проблемы оценки сейсмического риска и сейсмической опасности, основанные на использовании результатов прогноза землетрясений и оценок уязвимости жилых и промышленных сооружений. В связи с этим совершенствование методологии оценок сейсмического риска от природных катастроф и реализация мероприятий по его снижению является одной из важнейших региональных задач на ближайшие десятилетия. Согласно принятым формулировкам в публикации [2] под сейсмическим риском понимается вероятность социального или экономического ущерба, связанного с землетрясением на заданной территории в течение определенного интервала времени.

Разработка методов среднесрочного прогноза землетрясений на территории Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) в течение многих лет проводится на основе обработки оперативных каталогов землетрясений, поступающих от БФ ФИЦ ЕГС РАН (г. Иркутск). Мониторинг вариаций сейсмического режима ориентирован на выяснение режимов подготовки умеренных и сильных очагов землетрясений с  $K \geq 13$  с использованием постоянно совершенствуемого метода, основанного на распознавании образов [3]. В рамках разрабатываемого среднесрочного прогноза в БРЗ, включая Прибайкалье, выявляются базовые параметры прогноза: «М» – место, «Т» – время и «Е» – энергия для ряда потенциально сейсмоопасных районов. С применением постоянно улучшаемого метода результат прогноза за последние годы по выявлению мест подготовки событий с энергией  $K \geq 13$  составил 82 % случаев попадания в обозначенные изосейстами участки территорий. Результаты среднесрочного прогноза, как наиболее оптимального для оценок сейсмического риска и сейсмической опасности, улучшаются в связи с уточнением оценок параметров «Т» и «Е», достигнутым при проведении натурных геомеханических испытаний на сегментах разломов с целью изучения геологических механизмов подготовки очагов землетрясений [4, 5].

В рамках разрабатываемого среднесрочного прогноза, имеются возможности для оценок исходной сейсмической угрозы для объектов промышленной инфраструктуры населенных пунктов и жилых застроек. В качестве примера можно сослаться на недавнюю статью [6], в которой показаны способы уточнения оценок местоположения и энергетических характеристик для сценарного сейсмического события в Еловском сегменте ГСР. Для этого использовались сведения о сегментации участков его зоны, основанные на установленных значениях соотношения  $M/L$  [7] (магнитуда / длина опасного сегмента). Такой подход позволяет с использованием современных сведений о сейсмическом затишье в пределах «запертого» сегмента разлома выявить потенциальную сейсмическую брешь, близкую по отношению к г. Ангарску. Предполагается, что в районе бреши возможны события с  $M=7.8$  и  $M=7.1$  с вероятностью соответственно  $P=0.003$  и  $P=0.016$ . Полученные таким способом оценки сейсмического риска для события с  $M=7.1$  могут быть использованы региональным подразделением МЧС РФ для подготовки краткосрочного

плана реагирования. Оценки для более сильного, но более редкого события с  $M=7.8$  могут использоваться в МЧС для подготовки долгосрочного плана реагирования и проведения превентивных мероприятий.

Проведенный анализ оценок уязвимости зданий разного типа дает возможность согласовывать наиболее разумные выводы и оценки угроз со стороны ученых, работающих в области обеспечения сейсмобезопасности и прогноза землетрясений, представителей МЧС и администраций городов для принятия превентивных мер и решений, касающихся снижения сейсмического риска. Подобный подход все более широко используется многими странами, несмотря на остающиеся неопределенности в прогнозе землетрясений, объективно обусловленные недостатком информации и сложностью подготовки очагов землетрясений.

- [1] Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г. и др. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации ОСР-2016: Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 49–121.
- [2] *Natural Disasters and Vulnerability Analysis*. Report of Expert Group Meeting, 9–12 July 1979. 48 p.
- [3] Левина Е.А. Оперативная оценка распределения степени сейсмической опасности средствами ГИС // Геоинформатика. 2016. № 1. С. 3–8.
- [4] Ruzhich V.V., Vakhromeev A.G., Sverkunov S.A., Ivanishin V.M., Akchurin R.H., Levina E.A. Study, forecast and controlled seismic hazard reduction in the identified segments of the main faults by cyclic injection of fluid through deep multi-branch directionally inclined wells // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. № 3. doi:10.5800/GT-2022-13-3-0637.
- [5] Ружич В.В., Левина Е.А., Пономарева Е.А. О возможности и результатах среднесрочного прогноза опасных землетрясений в Прибайкалье и его роли в снижении сейсмического риска // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы: Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 167–169.
- [6] 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.
- [7] Leonard M. Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100. № 5A. P. 1971–1988. doi:10.1785/0120090189.



## О ВОЗРАСТЕ ГНЕЙСОВИДНЫХ ГРАНИТОВ МАМСКОГО КОМПЛЕКСА: U-Pb (SIMS) ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ

Е.Ю. Рыцк<sup>1</sup>, С.Д. Великославинский<sup>1</sup>, Е.В. Толмачева<sup>1</sup>, Н.В. Родионов<sup>2</sup>,  
Н.Г. Бережная<sup>2</sup>, А.А. Андреев<sup>3</sup>, А.М. Федосеенко<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

<sup>3</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

По данным ГК-1000/3 [1–3], пегматоидные граниты и пегматиты мамского комплекса («мамско-оронского» по Л.И. Салопу [3]) в северо-западной части Байкало-Патомского складчатого пояса образуют протяженную полосу «сетчатых» массивов в Мамской зоне и крупный Анангро-Чумаркойский массив на ее границе с Бодайбинским прогибом. С учетом имевшихся изотопных данных возраст гранитоидов этого комплекса был принят ордовик-силурийским. Новые U-Pb данные по циркону [4] показали, что интервал времени между формированием пегматоидных плагиогранитов ( $388 \pm 2$  млн лет) и двуполевошпатовых гранитов ( $333 \pm 1$  млн лет) Мамской зоны составляет не менее 50–60 млн лет, что указывает на ошибочное объединение в составе «мамского комплекса» гранитоидов среднего девона и раннего карбона.

В восточной части Байкало-Патомского пояса гранитоиды мамского комплекса образуют Верхнежуинский массив в бассейне р. Витим, в составе которого, помимо пегматоидных гранитов, широко развиты гнейсовидные синметаморфические S-граниты. Важно отметить, что Л.И. Салоп [3] эти гранитоиды рассматривал в качестве «оронской» компоненты «мамско-оронского комплекса» позднего докембрия. В связи с новыми данными о возрасте пегматоидных гранитов Мамской зоны [4] актуальной задачей региональной геологии стала оценка возраста гранитоидов Верхнежуинского массива. Предварительное изучение S-гранитов района пос. Нерпо показало (Е.Б. Сальникова, ИГГД РАН), что они насыщены захваченными цирконами различного возраста и происхождения. С учетом этого обстоятельства нами использован метод локального U-Pb изотопного датирования единичных зерен циркона и отдельных элементов их внутренней структуры (SIMS), которое выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике [5]. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID [6].

Гранитоиды Верхнежуинского массива приурочены к Тамаракской антиформной структуре, представлявшей эдиакарское палеоподняtie на границе Бодайбинского прогиба и рифтогенных структур Байкало-Витимского пояса. Проба гнейсовидных биотит-мусковитовых гранитов N34-02 была отобрана в левом берегу р. Витим, вблизи устья р. Нерпинка. Местами в гранитах наблюдаются реликты переработанного субстрата, а также тонкие пегматоидные прожилки кварц-полевошпатового состава. На геологических картах эти граниты показаны в составе «мамского» [1] или «мамско-оронского» комплекса [3]. Небольшие поля подобных по составу гнейсовидных гранитов также отмечены среди позднепалеозойских гранитоидов Тельмамского массива. Циркон в пробе N34-02 представлен двумя типами. Наиболее распространены мутные и коричневатые цирконы с  $K_{уд}$  1.6–3.0, состоящие из округлых ксеногенных магматических (с расплавленными включениями) ядер и оболочек. В ядрах в режиме катодолуминесценции нередко наблюдается магматическая зональность. Цирконы второго типа бесцветные, прозрачные, длиннопризматические с  $K_{уд}$  3–5, с расплавленными включениями, почти не зональные, с высоким содержанием U=716–2111 мкг/г и Th/U=0.24–0.31. В них отмечаются тонкие светлые в КЛ оболочки, содержащие флюидные включения.

В результате проведенных U-Pb геохронологических исследований получены три группы значений возраста (исключены дискордантные данные с  $D \geq 10\%$  и данные с высоким содержанием обыкновенного свинца ( $Pb_c \geq 1\%$ )). Наиболее древние из них установлены для ксеногенных ядер. В этой группе, вместе с редкими оценками  $Pb^{207}/Pb^{206}$  возраста  $1847 \pm 21$  и  $1863 \pm 14$  млн лет,

характерными для детритовых цирконов из гранитоидов Южно-Сибирского магматического пояса, преобладают мезопротерозойские оценки  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста в диапазоне 1527–1422 и 1162–1157 млн лет. Источники цирконов этих возрастов не установлены. Следует отметить конкордантное значение возраста  $1025 \pm 14$  млн лет для трех низкоурановых ксеногенных ядер с  $\text{Th}/\text{U} = 0.27\text{--}0.74$ , которое отвечает гренвиллским событиям.

Для магматических длиннопризматических цирконов получена представительная группа ( $n=12$ ) позднеэдиакарских значений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста с конкордантной оценкой  $582.7 \pm 5$  млн лет. Третья группа наиболее молодых значений возраста  $\leq 420$  млн лет с крайне высокой дискордантностью является результатом смешения компонентов оболочек и ядер цирконов. Лишь в одном случае получена удовлетворительная оценка возраста оболочки  $342.5 \pm 3.2$  млн лет, которая может примерно соответствовать возрасту наложенных структурно-метаморфических преобразований исследованных гранитов, подобно гнейсогранитам юго-западного фланга Мамской зоны [7]. В этой связи следует отметить, что силурийскую ( $421 \pm 15$  млн лет) оценку возраста гнейсогранитов Кутимского выступа в бассейне р. Коганда, полученную по нижнему пересечению точек изотопного состава высокоурановых оболочек циркона [8], нельзя признать корректной, так как линейные зависимости изотопных отношений для высокоуранового циркона обычно связаны с диффузными потерями радиогенного Pb в ходе наложенного термального процесса [9].

Таким образом, оценка возраста формирования гранитов мамского комплекса в бассейне рек Нерпо – Витим составляет  $582.7 \pm 5$  млн лет, свидетельствуя о значительно более древнем возрасте изученных гранитоидов по сравнению с пегматоидными гранитами Мамской зоны. Оценка возраста гнейсогранитов Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса, по традиции относившихся к «мамско-оронскому комплексу» –  $615 \pm 3$  млн лет (ID-TIMS) [10], также не согласуется с полученными данными. В итоге можно заключить, что в принятом объеме мамского комплекса объединены разновозрастные гранитоиды эдиакария, среднего девона и раннего карбона. Новые данные существенно дополняют возможные варианты интерпретации тектономагматической эволюции северной части Байкальской горной области в позднем эдиакарии.

Авторы благодарят Е.Б. Сальникову за консультации. Работа выполнена в рамках темы НИР (ИГГД РАН FM NU-2022-0004) при поддержке Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

- [1] Митрофанов Г.Л., Макарьев Л.Б. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 627 с.
- [2] Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.
- [3] Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2. 700 с.
- [4] Ткачев А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. и др. О возрасте формирования пегматитов Мамской слюдоносной провинции: новые U-Pb (ID-TIMS) данные по циркону // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2021. Т. 3. С. 156–157.
- [5] Williams I.S. et al. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.
- [6] Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication № 4. 2003. 74 p.
- [7] Рыцк Е.Ю., Андреев А.А., Толмачева Е.В., Кузнецов А.Б. и др. Палеопротерозойский возраст гнейсогранитов Мамской зоны Байкало-Патомского пояса: геологические следствия // ДАН. 2021. Т. 498. № 1. С. 19–23.
- [8] Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. и др. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // ДАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 228–233.
- [9] White L.T., Ireland T.R. High-uranium matrix effect in zircon and its implications for SHRIMP U-Pb age determinations // Chemical Geology. 2012. V. 306–307. С. 78–91.
- [10] Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные // Петрология. 2022. Т. 30. № 4. С. 1–34.



## О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГНЕЙСОГРАНИТОВ МАРЕКТИНСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА КРАТОНА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): U-Pb (SIMS) ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ

Е.Ю. Рыцк<sup>1</sup>, С.Д. Великославинский<sup>1</sup>, Е.В. Толмачева<sup>1</sup>, Н.В. Родионов<sup>2</sup>, Н.Г. Бережная<sup>2</sup>,  
А.А. Андреев<sup>3</sup>, А.М. Федосеенко<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

<sup>3</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, axel-foley@yandex.ru

Маректинский линейный выступ раннедокембрийского фундамента кратона находится на границе Олоkitской и Кичерской тектонических зон Северного Прибайкалья. Мигматизированные гнейсы этого выступа включают большое число небольших массивов гнейсогранитов, которые согласно ГК-1000/3 принадлежат угольканскому комплексу палингенных метаморфогенных образований палеопротерозоя [1]. В результате геохронологического изучения палеопротерозойских син- и постметаморфических гранитоидов фундамента Олоkitской зоны были получены точно совпадающие друг с другом оценки их возраста  $1843 \pm 5$  –  $1846 \pm 8$  млн лет [2], которые формально соответствуют временному интервалу формирования Южно-Сибирского пояса постколлизийных гранитов – 1.88–1.84 млрд лет [3]. Однако двуслюдяные микроклин-плагиоклазовые гнейсограниты Маректинского выступа в большей мере отвечают автохтонным или незначительно перемещенным синметаморфическим образованиям [4]. При этом по ряду геохимических характеристик гнейсограниты близки к гранитоидам кодарского комплекса и в целом сходны с постколлизийными гранитоидами Южно-Сибирского пояса Сибирского кратона. Для гнейсогранитов Маректинского выступа характерно высокое содержание  $K_2O$  (в среднем 5.6 %) и его преобладание над  $Na_2O$  ( $K_2O/Na_2O=0.2-0.4$ ). Значительное уменьшение содержаний  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Nb$ ,  $Zr$ ,  $Y$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Hf$ , всех РЗЭ и, в меньшей степени,  $Ta$  с увеличением содержания  $SiO_2$  указывает на существенную фракционную кристаллизацию в процессе формирования массива гнейсогранитов. На спайдер-диаграмме распределения редких и рассеянных элементов, нормированных к примитивной мантии, отмечаются отрицательные аномалии  $Ba$ ,  $Ta$ ,  $Nb$ ,  $Sr$  и  $Ti$ . Распределение легких РЗЭ достаточно дифференцировано ( $La/Sm=6.1$ ) в отличие от менее дифференцированного распределения тяжелых РЗЭ ( $Gd/Yb=2.3$ ). Во всех образцах отмечается значимая отрицательная  $Eu$ -аномалия ( $Eu/Eu^*=0.4-0.6$ ).

На классификационных диаграммах фигуративные точки состава гнейсогранитов локализованы в полях гранитоидов I, M или S-типа. В то же время образцы наименее фракционированных гранитов, наиболее близких к составу родоначального расплава, соответствуют гранитам A-типа. Однако на диаграмме, разделяющей анорогенные и орогенные граниты A-типа, фигуративные точки исследуемых гранитов локализованы в области неопределенности. Таким образом, вещественный состав синметаморфических гнейсогранитов Маректинского выступа демонстрирует известную неопределенность геохимических индикаторов для классификации коллизийных, постколлизийных и внутриплитных гранитоидов. По этой причине, рассматривая становление структуры кратона в ходе универсального цикла Уиллсона [3], наиболее важным критерием принадлежности гранитоидов к тому или иному этапу цикла следует считать возраст их формирования. В связи с этим отметим, что оценка возраста  $1846 \pm 8$  млн лет гнейсогранитов Маректинского выступа была принята по верхнему пересечению дискордии, хотя все точки изотопного состава находятся у нижнего пересечения, которому соответствует и конкордантное значение возраста монацита  $612 \pm 3$  млн лет [2]. Учитывая это, мы решили использовать метод локального U-Pb изотопного датирования единичных зерен циркона гнейсогранитов Маректинского

выступа (SIMS), которое выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике [5]. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID [6].

Циркон в пробе МК1-4 представлен преимущественно длиннопризматическими, идио-морфными и субидиоморфными зернами с осцилляторной зональностью (в режиме катодоллюминесценции) и длиной от 40–50 до 100–120 мкм (Ку 2-8). О магматической природе этих цирконов свидетельствуют и расплавные включения. В ряде случаев на зернах магматического циркона отмечаются тонкие однородные светло-серые или черные (в режиме КЛ) наросты метаморфического циркона, содержащие только флюидные включения. Некоторые зерна магматического длиннопризматического циркона содержат коричневые или бесцветные ксеногенные ядра. В коричневых ядрах включения не обнаружены, в бесцветных ядрах отмечаются редкие первичные расплавные и вторичные флюидные включения.

В результате U-Pb геохронологического исследования различных частей длиннопризматических кристаллов магматического циркона (исключая ксеногенные ядра) получена представительная группа конкордантных  $Pb^{207}/Pb^{206}$  значений возраста со средневзвешенной оценкой возраста гнейсогранитов  $1824 \pm 8$  млн лет. Единичные позднеэдиакарские значения возраста оболочек не обсуждаются из-за высокого содержания в них обыкновенного свинца ( $Pb_c \geq 1\%$ ). В рамках погрешностей полученная оценка возраста гнейсогранитов Маректинского выступа соответствует временному интервалу становления Абчадского массива гранофировых гранитов и граносиенитов 1810–1847 млн лет [7] и латитов ламборского вулканогенного комплекса  $1827 \pm 6$  млн лет [8]. Все эти гранитоиды и вулканы незначительно моложе постколлизийных гранитоидов Южно-Сибирского пояса и близких к ним постметаморфических массивов кварцевых сиенитов и граносиенитов Олоkitской зоны. В целом, период времени ( $\leq 1.84$  млрд лет) может отвечать как завершению постколлизийного этапа, так и началу нового внутриплитного этапа развития краевой части кратона. Принимая во внимание геологическую позицию изученных гнейсогранитов, можно также полагать, что Маректинский выступ является элементом поперечной тектонической зональности в палеопротерозойской структуре краевой части кратона, большая часть которой разрушена и (или) переработана в ходе позднебайкальского рифтогенеза.

Работа выполнена в рамках темы НИР (ИГГД РАН FM NU-2022-0004) при поддержке Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

- [1] Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.
- [2] Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеев А.М. Гранитоиды фундамента Олоkitской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb изотопные данные // ДАН. 2006. Т. 407. № 6. С. 819–822.
- [3] Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 40 с.
- [4] Кориковский С.П., Сумин Л.В., Аракелянц М.М. и др. Возраст докембрийских гранитоидов центральной части Северного Прибайкалья (Олоkitская зона) по данным Pb-Pb термоизохронного и K-Ar методов // ДАН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 688–693.
- [5] Williams I.S. et al. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.
- [6] Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. №. 4. 2003. 74 p.
- [7] Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. и др. О возрасте формирования и метаморфизма гранитоидов Абчадского массива в Северном Прибайкалье: U-Pb изотопные данные по циркону (SHRIMP-II) // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов: Тезисы докладов VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ВСЕГЕИ, 2022. С. 123–124.
- [8] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН. 1991. Т. 320. № 1. С. 182–186.



## ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХОМОЛХИНСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ ФЛАНГ БОДАЙБИНСКОЙ ЗОНЫ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ)

Е.Ю. Рыцк<sup>1</sup>, В.П. Ковач<sup>1</sup>, А.Е. Будяк<sup>2</sup>, Е.В. Толмачева<sup>1</sup>, А.В. Чугаев<sup>3</sup>,  
Е.В. Адамская<sup>1</sup>, А.М. Федосеенко<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

<sup>3</sup> Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Возраст и источники кластогенного материала для осадочных толщ Приленской и Бодайбинской «структурно-фациальных зон» Патомского нагорья имеют ключевое значение для реконструкции основных черт тектоники и палеогеодинамики позднего докембрия Байкало-Патомского складчатого пояса (БПП) южной окраины Сибирского кратона. В общепринятой стратиграфической схеме Патомского нагорья постулирована синхронность формирования рифейских (неопротерозойских) отложений внешней и внутренней зоны [1, 2 и др.], которые в серийной легенде для ГК-1000/3 [3] объединены в горизонты (пурпольский, медвежевский, баллаганахский, дальнетайгинский, жуинский и юдомский). По результатам U-Pb изучения детритового циркона [4] при формировании нижней части разреза Приленской зоны поступление кластогенного материала связано исключительно с раннедокембрийскими источниками. Только на уровне валюхтинской свиты (верхняя часть дальнетайгинской серии) фиксируется вклад источника неопротерозойского возраста. Этот рубеж в разрезе Приленской зоны характеризуется резкой сменой Nd-изотопного состава терригенных пород валюхтинской свиты. Сходная закономерность установлена и для хомолхинской свиты, считающейся ее стратиграфическим аналогом в разрезе Бодайбинской зоны [5]. Углеродистые сланцы хомолхинской свиты являются рудовмещающими для крупнейшего золоторудного месторождения Сухой Лог. Детритовый циркон хомолхинской свиты характеризуется сходной с валюхтинской свитой Приленской зоны пропорцией смешения раннедокембрийских и неопротерозойских источников [6], но отличается особенностями состава и строения, возникшими в результате проявления гидротермальных процессов в пределах золоторудных полей [7]. Это обстоятельство затрудняет интерпретацию U-Pb геохронологических данных [8], особенно для наиболее молодых популяций, определяющих нижнюю возрастную границу накопления пород. Нами изучен детритовый циркон хомолхинской свиты южной части Бодайбинской зоны для уточнения информации об источниках сноса материала для терригенных пород на валюхта-хомолхинском тектоностратиграфическом уровне общего разреза Патомского нагорья с севера на юг – от Сибирского кратона с его раннедокембрийскими источниками до Байкало-Муйского пояса, с которым связывают неопротерозойские источники.

Проба хомолхинской свиты («ВЛ») отобрана в долине р. Бодайбо (N 57°57'16.00" / E 114°15'57.00") и представлена углеродистым карбонат-серицит-кварцевым филлитовидным микросланцем с вкрапленностью крупных кристаллов пирита и порфиробластами карбоната. U-Th-Pb (LA-ICP-MS) методом в ИГГД РАН было проанализировано 138 случайным образом отобранных зерен циркона в 139 точках и получено 102 конкордантные оценки возраста. Полученные конкордантные значения возраста находятся преимущественно в интервалах 601–1019, 1816–2062 и 2544–2575 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 0.65 (n=4), 0.73 (n=5), 0.77 (n=6), 0.79 (n=5), 0.82 (n=3), 0.85 (n=4), 0.88 (n=5), 0.90 (n=7), 1.00 (n=6), 1.85 (n=15), 1.94 (n=3), 2.01 (n=3), 2.06 (n=3) и 2.57 (n=4) млрд лет. Отдельные зерна имеют конкордантный возраст 569, 1408–1462, 1636–1777, 2143–2487 и 2701–2966 млн лет, который не дает статистически значимых максимумов.

Нижняя возрастная граница накопления пород хомолхинской свиты южной части Бодайбинской зоны составляет около 0.65 млрд лет. Циркон этой возрастной группы представлен слабоокатанными субидiomорфными зернами с отчетливой тонкой и грубой осцилляционной зональностью, что свидетельствует о его магматическом происхождении и проксимальных источниках

сноса. Необходимо отметить, что самая молодая оценка возраста в этой группе циркона  $601 \pm 10$  млн лет ( $1\sigma$ ) совпадает со средневзвешенным значением возраста самых молодых цирконов из рудовмещающих сланцев хомолхинской свиты месторождения Сухой Лог  $600 \pm 10$  млн лет ( $2\sigma$ ) [6].

Полученные конкордантные оценки возраста детритовых цирконов образуют несколько групп, которые отвечают вполне определенным региональным источникам – датированным комплексам конкретных структур различного возраста [9–12 и др.]. Циркон во всех группах представлен разными по морфологии зернами магматического и (или) метаморфогенного происхождения. Наиболее представительной является группа умеренно и хорошо окатанных раннедокембрийских цирконов. В этой группе доминируют магматические цирконы с возрастом около 1.85 млрд лет, источником которых, очевидно, являются гранитоидные батолиты Южно-Сибирского магматического пояса. Более древние цирконы этой группы образуют относительно компактные кластеры позднепалеопротерозойского (1.9–2.0 и 2.01–2.14 млрд лет) и неархейского (2.57 и 2.70–2.97 млрд лет) возраста, которые хорошо коррелируют с возрастом пород, слагающих фундамент Сибирского кратона.

В группе слабо- и умеренно-окатанных неопротерозойских цирконов выделяется несколько кластеров. Позднебайкальский кластер (0.62–0.69 млрд лет) включает цирконы различного происхождения, преимущественно раннеэдиакарского возраста ( $\leq 0.65$  млрд лет), которые можно связать с разрывом ювенильной коры Байкало-Витимского пояса. Раннебайкальские цирконы также имеют различное происхождение и образуют четыре кластера. Для первого из них с возрастом цирконов 0.70–0.74 млрд лет, вероятнее всего, источником являлись вулканиты иняптукской свиты Олоkitской зоны и гипабиссальные гранитоиды язовского комплекса. Более представлен кластер с возрастом цирконов 0.76–0.79 млрд лет, который, по всей видимости, определяется разрывом раннебайкальского орогена, образованного при аккреции Анамакит-Муйского террейна Центрально-Азиатского орогенного пояса. Несколько магматических цирконов с возрастом 0.81–0.84 млрд лет могут указывать на появление в области разрыва вулканоплутонических комплексов этого террейна.

Наиболее проявлен кластер, объединяющий крайне разнообразные по морфологии зерна цирконов сложного строения, магматического и (или) метаморфического происхождения с оценками возраста в интервале 0.85–1.02 млрд лет (максимумы на кривой относительной вероятности возрастов около 0.85, 0.88, 0.90 и 1.00 млрд лет). Источники детритового циркона этого возрастного интервала в регионе точно не установлены. Мы предполагаем, что к ним могут относиться не датированные современными методами метаморфические толщи Тамаракской антиформной структуры, Северо- и Южно-Муйской «глыб», а также неидентифицированные ювенильные магматические комплексы раннебайкальских тектонических блоков Байкало-Витимского пояса.

Необходимо отметить две конкордантные оценки возраста 1.41–1.46 млрд лет и ряд оценок возраста хорошо окатанных цирконов с возрастом от 1.64 до 1.78 млрд лет, которые не дают статистически достоверных максимумов на кривой относительной вероятности возрастов и не имеют надежно установленных источников.

Сравнивая полученные результаты для валухта-хомолхинского тектоностратиграфического уровня Бодайбинской [6–8] и Приленской [4] зоны Патомского нагорья, можно отметить более широкое распространение раннебайкальской (0.70–1.00 млрд лет) группы цирконов в хомолхинской свите южного палеоборта Бодайбинского прогиба, в непосредственной близости от соответствующих раннебайкальских источников в Тамаракском палеоподнятии и Муйской зоне Байкало-Витимского пояса. Позднебайкальские цирконы, связанные с ювенильной корой Байкало-Витимского пояса, распределены на валухта-хомолхинском тектоностратиграфическом уровне относительно равномерно.

Работа выполнена в рамках темы НИР (ИГГД РАН FM NU-2022-0004 и FM NU-2022-0003) при поддержке Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

- [1] Иванов А.И., Лифшиц В.И., Первалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.
- [2] Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456–470.
- [3] Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.



- [4] Powerman Vl., Shatsillo A., Chumakov N.M. et al. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Research*. 2015. V. 267. P. 39–71.
- [5] Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др. Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb,  $\delta^{34}\text{S}$ ) 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.
- [6] Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
- [7] Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP датирования акцессорных минералов // *Геология рудных месторождений*. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- [8] Palenova E.E., Ydovskaya M.A., Frei D., Rodionov N.V. Detrital zircon U-Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal-Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. V. 174. P. 37–58.
- [9] Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- [10] Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // *Геотектоника*. 2007. № 6. С. 23–51.
- [11] Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 4. С. 345–378.
- [12] Skuzovatov S.Yu., Wang Kuo-Lung, Shatsky V.S., Buslov M.M. Geochemistry, zircon U-Pb ages and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic Belt): constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism // *Precambrian Research*. 2016. V. 280. P. 14–30.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ НАРЫН-КУНТЫ (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН)

В.Б. Савельева

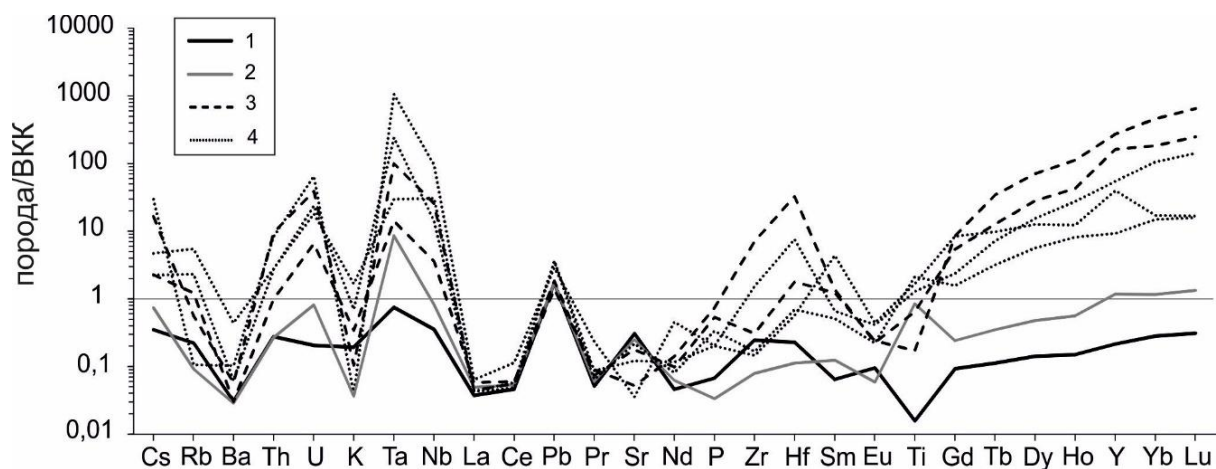
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vsavel@crust.irk.ru

На территории раннепалеозойского Ольхонского террейна широко развиты жилы гранитных пегматитов, среди которых выделяются амазонитсодержащие пегматиты Li-F-B типа, обогащенные Ta-Nb-W, и более редкие Rb-Be-Nb редкометалльные пегматоидные граниты. Пегматиты редкометалльной специализации имеют среднепалеозойский возраст (390–391 млн лет), секущее по отношению к структурам каледонид простираение и отражают переход к этапу герцинской внутриплитной обстановки [1].

Амазонитсодержащие пегматиты принадлежат к формации редкометалльно-редкоземельных пегматитов и отличаются от других пегматитов обогащенностью, с одной стороны, элементами, характерными для пегматитов редкометалльной формации (Rb, Cs, Li, Nb, Ta, Sn), с другой – редкоземельными элементами, Zr, Hf, U и Th [2, 3]. Пегматиты этого типа малоглубинные. Они обычно приурочены к зонам глубинных разломов и связаны с гранитоидами повышенной щелочности.

Одной из наиболее известных в Ольхонском регионе амазонитсодержащих пегматитовых жил является жила Нарын-Кунта, которая являлась источником сырья для керамической промышленности. Жила прорывает габброиды Бирхинского массива и представляет собой крупное дифференцированное тело V-образной формы. Контакты пегматита с вмещающими габброидами отчетливые, на контакте с пегматитом в амфиболизированном габбро наблюдается ослюденение (биотитизация). Эндоконтактовая зона жилы мощностью 0.5–0.6 м представлена породой гранитной структуры, содержащей кристаллы роговой обманки. Далее идет апографическая зона, содержащая лейсты биотита. Главная часть жилы сложена крупноблоковым калишпатовым пегматитом. В жиле имеются два кварцевых ядра, содержащих крупные кристаллы амазонита [3]. Кроме перечисленных минералов, в жиле присутствуют шерл, титанит, циркон, алланит, самарскит, бетафит, фергусонит.

Изучение химического состава пегматитов из эндоконтактовой и апографической зон показало, что эти породы имеют, в целом, низкое содержание LILE, HFSE и REE (рисунок). В пегматите эндоконтактовой зоны с гранитной структурой и крупными кристаллами амфибола по сравнению со средним составом верхней континентальной коры [4] выше среднее содержание



Нормированные относительно состава верхней континентальной коры [4] спектры редких элементов в апографическом пегматите с лейстами биотита (1) и меланократовых агрегатах: турмалин-кварцевом (2), гранат-кварцевых (3), магнетит-полевошпатовых (4).

Sn (9 ppm), Be (6 ppm), Y (52 ppm), Nb (20 ppm), Sc (21 ppm), а в пегматите апографической зоны с крупными лейстами биотита – содержание Li (56 ppm) и Be (6 ppm). Содержание F в пегматитах менее 0.03 мас. %. Обращает на себя внимание обогащенность Cs и Rb относительно Ba, Ta и Nb относительно LREE, Y и Ln<sub>Y</sub> относительно Ln<sub>Sc</sub> (рисунок), что характерно для редкометалльно-редкоземельных пегматитов. Геохимическая специфика пегматитов также находит отражение в обогащении околожильных биотитовых метасоматитов Li (86 ppm), Rb (190 ppm), Sn (37 ppm), Y (160 ppm), Nb (100 ppm), Ta (21 ppm), W (12 ppm), U (11 ppm), а также Zn (240 ppm) и Cu (200 ppm).

Гораздо больший геохимический и минералогический интерес представляют встречающиеся в пегматитах среди лейкократовых минералов меланократовые обособления величиной от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров. По минеральному составу среди них выделяются три основных типа. Первый представлен турмалин-кварцевыми (шерл) агрегатами или скоплениями крупных кристаллов турмалина, в основном в блоковом пегматите. На границе с полевым шпатом турмалин развивается по последнему с образованием петельчатой структуры. Второй тип представлен гранат-кварцевыми агрегатами; гранат спессартин-альмандин-гроссулярового состава (Spes<sub>38-80</sub>Alm<sub>17-42</sub>Gr<sub>7-25</sub>). В этих агрегатах присутствуют также магнетит и турмалин, но гранат доминирует. В агрегатах третьего типа преобладает магнетит, который развивается по полевоому шпату. Одновременно проявлено замещение калиевого полевого шпата альбитом. Нередко присутствуют гранат, турмалин и титанит. Проявлена зональность: центральная часть меланократовых обособлений сложена магнетитом, промежуточная – гранатом, а гранат бывает окружен тонкой каймой турмалина.

Меланократовые агрегаты, по сравнению с пегматитами, характеризуются, в целом, высоким содержанием железа (FeO<sub>общ</sub> до 70 мас. %), марганца (MnO до 6.3 мас. %), бора (B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 4.2 мас. %), повышенным – титана и пониженным – кремния, алюминия, натрия. Для турмалин-кварцевых агрегатов характерно высокое содержание Zn (250–310 ppm), Ga (54–67 ppm), Sc (30–91 ppm), Sn (27–69 ppm), Ta (до 130 ppm); для агрегатов с преобладанием граната – Y (3400–5700 ppm), Ln<sub>Y</sub> (824–2069 ppm), W (200–500 ppm), Sc (21–46 ppm), U (18–105 ppm), Zr (до 1360 ppm), Hf (до 172 ppm); для агрегатов, богатых магнетитом – Nb (168–1138 ppm), Ta (27–946 ppm), V (170–1300 ppm), Co (100–230 ppm), Zn (310–1100 ppm), U (48–173 ppm), Th (28–87 ppm), Y (194–1150 ppm), Sn (47–160 ppm), Cs (11–145 ppm) (рисунок). Нормированные спектры распределения микроэлементов в меланократовых обособлениях, в общем, сходны со спектром пегматита, что отражает их генетическое родство; однако в меланократовых агрегатах более резко проявлено обогащение как элементами, характерными для редкометалльных пегматитов – Cs, Rb, Ta, Nb, так и иттриевыми лантаноидами, Y, U, Th, Zr (рисунок), а также Ti и элементами группы железа, характерными для базитов.

Полученные данные согласуются с выводом Б.М. Шмакина об экстремальном концентрировании редких элементов в условиях закрытой эволюционирующей пегматитовой системы [5]. Формирование меланократовых агрегатов первого типа происходило при участии остаточных растворов, в которых накапливались в переменных количествах B, Fe, Mn, Mg, Ti, Ca, а также широкий круг микроэлементов, не совместимых с главными породообразующими минералами пегматитов – полевыми шпатами и кварцем. Изучение минерального состава меланократовых обособлений показало, что наиболее распространенными концентраторами микроэлементов являются гранат (Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1.2–3.2 мас. %), касситерит SnO<sub>2</sub>, ксенотим YPO<sub>4</sub> (UO<sub>2</sub>=0.9–2.7 мас. %), торит (Th, U) SiO<sub>4</sub> (UO<sub>2</sub>=5.6–23.6 мас. %, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 6.4 мас. %), уранинит UO<sub>2</sub> (ThO<sub>2</sub>=3.2–34.5 мас. %, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2.0–11.2 мас. %), пироклор (Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=12.0–25.1 мас. %, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=27.1–47.3 мас. %, TiO<sub>2</sub>=4.6–16.9 мас. %, UO<sub>2</sub>=4.0–20.1 мас. %, ThO<sub>2</sub> до 5.4 мас. %, Sb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 4.5 мас. %, SnO<sub>2</sub> до 4.9 мас. %), титанит (Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.8–4.1 мас. %, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 10.0 мас. %, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.4–2.1 мас. %, SnO<sub>2</sub> до 1.6 мас. %), фергусонит YNbO<sub>4</sub> (Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=5.5–9.9 мас. %, ThO<sub>2</sub>=1.9–4.2 мас. %, UO<sub>2</sub>=1.6–7.1 мас. %), циркон ZrSiO<sub>4</sub> (HfO<sub>2</sub>=4.3–9.8 мас. %), поллуцит (Cs, Na)<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>·H<sub>2</sub>O, ганит ZnAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. Своеобразный набор химических элементов в меланократовых агрегатах из пегматитов, включающий элементы, характерные как для гранитов, так и для базитов (Ti, V, Co, Zn, Sc), обусловлен геохимической специализацией кислого расплава и его взаимодействием с вмещающими габброидами Бирхинского массива.

[1] Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Антипин В.С., Макагон В.М. Редкометалльные пегматоидные граниты – маркеры начала герцинского внутриплитного этапа развития в Ольхонском регионе Прибайкалья // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2040–2054. doi:10.15372/GiG20181208.

[2] Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 272 с.

- [3] Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Макагон В.М. Редкоземельные пегматиты. Пегматиты необычного состава. Новосибирск: Наука, 2007. Т. 4: Гранитные пегматиты. 432 с.
- [4] Rudnick R.L., Gao S. The composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian V. 3. The Crust. Oxford: Elsevier, 2003. P. 1–64. doi:10.1016/b0-08-043751-6/03016-4.
- [5] Шмакин Б.М. Экстремальное концентрирование элементов в гранитных пегматитах // Природа. 2001. № 2. С. 39–46.



## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ И ГРАНАТ-ОЛИВИНОВЫХ ПИРОКСЕНИТОВ УНР КОМПЛЕКСА МАРУН-КЕУ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ – ПОЛЕВЫЕ ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ В МЕТАМАФИТ-МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВОМ МАССИВЕ

А.Ю. Селятицкий<sup>1</sup>, К.В. Куликова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, selya@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, fopolina1@yandex.ru

Комплекс Марун-Кеу является ключевым для данного региона и рассматривается как индикатор палеозойской субдукции, предшествовавшей началу коллизионных процессов на Полярном Урале (например [1]). Он представляет собой тектонический блок/террейн размером 14×70 км, вытянутый в субмеридиональном направлении в зоне Главного Уральского разлома и ограниченный тектоническими контактами от вулканогенно-осадочных образований [2, 3]. В его состав входят пироповые и альмандиновые эклогиты (классификация [2, 3]), Grt и Pl перидотиты (дуниты и лерцолиты), пироксениты (Grt и Grt-Ol вебстериты), Grt амфиболиты, глаукофановые сланцы, плагиогнейсы и слюдяные сланцы, граниты, разнообразные по составу бластомилониты и мигматиты. Пироповые эклогиты и Grt перидотиты расположены в осевой части на юге комплекса, в юго-восточной части хребта Марун-Кеу. Они образуют блоки, окруженные зонами бластомилонитов и находящиеся во вмещающей вулканогенно-осадочной толще, сложенной полосчатым чередованием кварц-полевошпатовых гнейсов, альмандиновых эклогитов и Grt амфиболитов.

По нашим данным марункеусская структура представляет собой УНР террейн – результаты минеральной геотермобарометрии Grt перидотитов и Grt-Ol вебстеритов Марун-Кеу показали, что эти породы испытали УНР метаморфизм: P-T-параметры пика метаморфизма достигали 39 кбар, 830 °С [4]. В то же время наличие реликтовых перидотитов с плагиоклазом в центральных частях тел указывает на досубдукционное давление (при котором происходила кристаллизация пород) ниже 7–8 кбар, что соответствует верхней коре.

В южной части хребта Марун-Кеу закартирован и геохимически опробован метамафит-метаультрамафитовый массив Слюдяная Горка. Массив расположен преимущественно в осевой (привершинной) части хребта Марун-Кеу, протянувшегося в субмеридиональном направлении. Закартировано 47 мелких, средних и относительно крупных тел гранатовых ультрамафитов (от 5 до ~300 м в поперечнике; дунитов, лерцолитов, Ol вебстеритов и вебстеритов) и 5 тел эклогитов. Будины ультрамафитов и эклогитов имеют изометричную, овальную и вытянутую форму и окружены зонами бластомилонитов эклогитового состава (гранат, омфациит, кианит, цоизит, кварц).

Выявлена пространственная закономерность в расположении и смене петрографических разновидностей пород в пределах массива. В направлении с юга на север происходит постепенная смена петрографического состава будин массива от ультраосновных к основным. В южной части массива преобладают Grt дуниты, в средней части – Grt лерцолиты и Grt-Ol вебстериты, в северной части – эклогиты и Grt вебстериты. Выявлены общие границы слоев Grt перидотитов и эклогитов в южной и в северной части массива.

Часто упоминаемые Н.Г. Удовкиной друзитовые эклогиты (по крайней мере часть из них) на самом деле являются гранатовыми и гранат-оливиновыми вебстеритами. Они имеют в своем составе ярко-зеленый клинопироксен и схожи внешне с эклогитами. Развиваются они по оливиновым меланогаббро, меланогаббро и троктолитам. Реликты этих пород сохраняются во внутренних частях тел Grt-Ol вебстеритов и Grt вебстеритов.

В гранатовых перидотитах и гранатовых пироксенитах помимо типичной метаморфической гранобластовой структуры встречаются реликтовые фрагменты магматической – кумулятивной

– структуры, сложенные идиоморфными относительно крупными (до 2 мм) кристаллами оливина, свободное пространство между которыми заполнено ксеноморфными выделениями ортоили клинопироксена с размером индивида до 2–4 мм. Последняя широко распространена в породах расслоенных базит-ультрабазитовых серий и образуется при осаждении (кумуляции) из магмы растущих кристаллов оливина и последующем заполнении свободного пространства (интеркумуляса) орто- и клинопироксеном.

Плагиоклаз в неметаморфизованных реликтовых участках ксеноморфный по отношению к темноцветным минералам и часто имеет линзовидную форму, придающую породам гнейсовидный облик. Количество плагиоклаза в разных будинах габброидного состава также увеличивается по направлению с юга на север, т.е. в телах на юге плагиоклаза меньше (О1 меланогаббро), в габброидных телах к северу увеличивается количество плагиоклаза и уменьшается (а затем и пропадает) количество оливина.

Расслоенность, интерпретируемая нами как магматическая, проявляется в основном в ультрамафитовых телах средней части массива (г. Рыжая). В некоторых относительно крупных телах Grt ультрамафитов выявлена расслоенность в макро- и мезомасштабе, т.е. в масштабе тела и отдельных обнажений соответственно. Расслоенность выражается в чередовании слоев Grt дунитов и Grt лерцолитов со слоями Grt-О1 вебстеритов. Макрослои достигают мощности 10–30 м, мезослои – от 10–20 до 60 см. Некоторые слои Grt лерцолитов и Grt-О1 вебстеритов достигают мощности нескольких метров. Слои имеют достаточно четкие границы и хорошо «читаются» в обнажениях по смене цвета пород на выветрелой поверхности. Grt лерцолиты и дуниты имеют характерный рыжевато-коричневый цвет, Grt-О1 вебстериты – серый цвет.

Для Grt лерцолитов и Grt-О1 вебстеритов также характерны взаимопроникающие контакты, типичные для расслоенных серий, а также шпировидные обособления Grt-О1 вебстеритов в Grt лерцолитах и тонкая микрорасслоенность (в масштабе образца), наблюдаемая в шлифах. Кроме того, отмечено чередование мезослоев Grt-О1 вебстеритов и Grt лерцолитов на границе макрослоев Grt лерцолитов и Grt-О1 вебстеритов соответственно. Это наблюдение может быть интерпретировано как «постепенная» смена состава макрослоев ультрамафитов.

Можно полагать, что отдельные тела гранатовых лерцолитов и гранат-оливиновых вебстеритов, а также дунитов и, вероятно, эклогитов представляют собой будинированные фрагменты первичной магматической расслоенности. В целом в будинах массива представлены практически все петрографические разновидности мафит-ультрамафитов, присущие дунит-троктолитовому ряду.

О том, что протолиты Grt лерцолитов, Grt дунитов, Grt вебстеритов, Grt-О1 вебстеритов и пироповых эклогитов южной части комплекса Марун-Кеу могут быть генетически связаны образованием из одного магматического расплава, отражая эволюционное изменение родоначальной магмы, указано нами в работе [5]. На диаграммах MgO – CaO и MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> поля составов основных и ультраосновных пород из южной части комплекса Марун-Кеу полностью перекрываются с составами мафит-ультрамафитов таких расслоенных интрузивов дунит-троктолитового типа, как массив Рам в Шотландии [6] и Йоко-Довыренский массив в Северном Прибайкалье [7].

Таким образом, полевые геологические данные и результаты петрохимических сопоставлений свидетельствуют о комагматичности интрузивных протолитов гранатовых мафитов, ультрамафитов и пироповых эклогитов. Их досубдукционными предшественниками были дуниты, перидотиты, Pl перидотиты, О1 меланогаббро-нориты, троктолиты, габбро-нориты, мезо- и лейкогаббро, сохранившиеся как реликты внутри тел Grt перидотитов и эклогитов.

Основываясь на полевых наблюдениях, в совокупности с петрографическими и петрохимическими данными, можно утверждать, что исследуемые породы являются частью расслоенного габбро-перидотитового интрузива, сформированного в верхней коре. Исходные магматические породы интрузива при субдукции испытали УНР метаморфизм и были превращены в Grt перидотиты, Grt пироксениты и эклогиты.

Авторы благодарят сотрудников ИГМ СО РАН академика В.В. Ревердатто за критические замечания к работе, к.г.-м.н. Р.А. Шелепаева и к.г.-м.н. Вишневого – за ценные консультации по вопросам магматической петрологии дифференцированных плутонов. Работа выполнена в рамках государственного задания при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

[1] Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A., Seward D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. P. 4353–4371.

- [2] *Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала (на примере южной части хр. Марун-Кеу). М.: Наука, 1971. 191 с.
- [3] *Удовкина Н.Г.* Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
- [4] *Селятицкий А.Ю., Куликова К.В.* Первые данные о проявлении УНР метаморфизма на Полярном Урале // ДАН. 2017. Т. 476. № 6. С. 681–684.
- [5] *Селятицкий А.Ю., Куликова К.В.* Петрохимия УНР гранатовых перидотитов метаморфического комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Материалы V международной конференции. Улан-Удэ: БГУ, 2017. С. 246–249.
- [6] *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
- [7] *Кислов Е.В.* Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.



## СОВРЕМЕННЫЙ ПОДХОД К МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОМУ МОНИТОРИНГУ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

И.К. Семинский, А.В. Поспеев

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

Одновременные наблюдения за геомагнитным и электротеллурическим полем планеты (магнитотеллурический мониторинг) считаются потенциально эффективным способом прогноза подготовки сейсмических событий – землетрясений. Одними из первых об этом заговорили греческие геофизики в 80-х гг. прошлого века, когда на записях горизонтальных компонент электротеллурического поля были выделены нетипичные флуктуации, предшествующие землетрясению ( $M=6.8$ ), произошедшему 19.12.1981 г. на севере Эгейского моря [1]. Эти наблюдения дали толчок массовому мониторингу магнитотеллурического поля в странах Европы, США, в Японии, Китае, Киргизии, России и т.п. [2–7].

Потенциал магнитотеллурического мониторинга заключается в изменениях естественного электромагнитного поля вблизи тектонически ослабленных (разломных) зон в зависимости от их напряженно-деформированного состояния (консолидация среды и изменение гидрогеологического режима вследствие роста горного давления при подготовке землетрясения).

Однако отмечается, что по сей день магнитотеллурический мониторинг не показал высокого прогностического потенциала тектонической активизации. По крайней мере, авторам не известны работы, в которых бы однозначно говорилось о прогнозе сейсмических событий не в формате ретроспективного анализа.

В представленном исследовании отражено современное состояние и прогностический потенциал магнитотеллурического мониторинга тектонической активизации применительно к Байкальской рифтовой зоне. Отмечается, что Байкальский рифт – внутриконтинентальный, глубина сейсмогенерирующего слоя около 20 км, что отличает его от других районов с повышенной сейсмичностью, где активизация происходит на глубинах, больших в 4–5 раз [8]. Также важно, что применительно к упомянутой территории, магнитотеллурический мониторинг ранее не производился в том видении, в котором в настоящее время реализован силами Центра комплексного мониторинга опасных геологических процессов Института земной коры СО РАН, а именно – наблюдения геомагнитного и электротеллурического поля производятся непрерывно, на едином пункте наблюдения.

В рамках реализации проекта РАН № 075-15-2020-787 «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории» для производства магнитотеллурического мониторинга изготовлен измеритель, позволяющий производить регистрацию шести компонент поля ( $E_x$ ,  $E_y$ ,  $E_z$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) с шагом дискретизации от 15 до 2400 Гц. Одной из ключевых особенностей измерителя является возможность настройки его работы в режиме телеметрии. В настоящее время описанный измеритель является единственной мониторинговой магнитотеллурической станцией российского производства, а Институт земной коры – единственной организацией, реализующей в России магнитотеллурический мониторинг с целью контроля удельного электрического сопротивления сейсмогенерирующего слоя.

Попутно с развитием аппаратной базы происходит развитие электронной платформы для визуализации наблюдений и оперативного автоматического оповещения участников проекта об изменении геоэлектрических характеристик сейсмогенерирующего слоя.

В докладе рассматриваются примеры отражения в данных магнитотеллурических наблюдений относительно сильных ( $M>5$ ) для Байкальского рифта землетрясений, произошедших в период с 2020 по 2022 г., представлен набор искажений наблюдаемых полей, ассоциируемых авторами с предвестниками тектонической активизации.



- [1] *Varotsos P., Alexopoulos K.* Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I // *Tectonophysics*. 1984. Т. 110. №. 1–2. С. 73–98.
- [2] *Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К.* К вопросу о взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов // *Физика Земли*. 2013. № 3. С. 105–113.
- [3] *Коротаев С.М., Буднев Н.М., Сердюк В.О., Зурбанов В.Л., Миргазов Р.Р., Мачинин В.А., Портянская И.А.* Результаты мониторинга вертикальной компоненты электрического поля в озере Байкал // *Физика Земли*. 2015. № 4. С. 148–157.
- [4] *Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Мози Т.* Методика и результаты мониторинга естественного электрического поля Земли в Байкальской рифтовой зоне // *Физика Земли*. 2007. № 11. С. 37–49.
- [5] *Jordan T.* et al. Operational earthquake forecasting: state of knowledge and guidelines for implementation // *Annals of Geophysics*. 2011.
- [6] *Peacock J.R.* et al. Repeat magnetotelluric measurements to monitor the Geysers Steam Field in Northern California. 2020.
- [7] *Uchida T.* Three-dimensional magnetotelluric investigation in geothermal fields in Japan and Indonesia // *Proceedings World Geothermal Congress*. 2005.
- [8] *Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Радзиминович Я.Б., Масальский О.К.* О возможности возникновения сильных землетрясений в Западном Забайкалье // *Геофизические методы исследования земной коры: Всероссийская конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева*. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. С. 194–197.



## ПОИСКИ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРИБАЙКАЛЬЕ НА БАЗЕ КОМПЛЕКСНОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ЭМАНАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА

К.Ж. Семинский<sup>1</sup>, А.А. Бобров<sup>1</sup>, А.А. Михайлов<sup>2</sup>, А.К. Семинский<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, seminsky@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт динамики систем и теории управления им. В.М. Матросова СО РАН, mikhailov@icc.ru

Широкоизвестна взаимосвязь вариаций поля радона и напряженно-деформированного состояния пород, проявляющаяся с наибольшей отчетливостью в периоды сейсмических активизаций. Однако выявление устойчивых эманационных предвестников землетрясений осложнено влиянием на эксхалацию радона серии внешних факторов – атмосферного давления, температуры, влажности и др. Одним из способов продвинуться в решении этой задачи является использование комплексного подхода к получению и обработке данных мониторинга радона, что и представляло цель исследования, проведенного для территории Прибайкалья.

При анализе использовались данные мониторинга концентрации радона в воде (полигон «Листвянка») и в рыхлых отложениях (полигоны «Листвянка», «Бугульдейка» и «Приольхонье»). Отбор проб воды из родника производился один раз в сутки с определением объемной активности радона (Q) радиометром РРА-01М-03. Измерение параметра Q в почве осуществлялось на глубине ~2.5 м датчиками ВМС-2. Кроме величины Q, ВМС-2 с периодичностью 1 ч фиксировал дату, время, температуру и атмосферное давление (P). Базовыми для обработки данных мониторинга стали ряды измерений продолжительностью в несколько месяцев (сентябрь 2020 г. – июнь 2022 г.). Этот временной период характеризуется всплеском сейсмической активности в Байкальской рифтовой зоне, который проявился в виде достаточно сильных для Прибайкалья землетрясений – Быстринского (21.09.2020 г., Mw=5.4), Кударинского (09.12.2020 г., Mw=5.5) и Хубсугульского (11.01.2021 г., Mw=6.8).

Обработка временных рядов объемной активности радона и метеопараметров, кроме оценки основных трендов, включала выявление таких отклонений от них, которые могут быть связаны с сейсмическими активизациями, включая перечисленные выше землетрясения. Для этого в качестве экспертных знаний привлекались сведения из литературы о радоновых предвестниках сильных землетрясений, статистические методы анализа длинных рядов наблюдений и методы машинного обучения.

**Визуальный анализ** изучаемых рядов позволил установить, что в ходе мониторинга значения Q существенно варьировались: в рыхлых отложениях на полигонах «Бугульдейка» – 0–8701 Бк/м<sup>3</sup>, «Приольхонье» – 0–38533 Бк/м<sup>3</sup> и «Листвянка» – 303–20905 Бк/м<sup>3</sup>, а также в воде на полигоне «Листвянка» – 13.2–48.4 Бк/л. Кроме абсолютных значений, отдельные пункты мониторинга отличались характером вариаций, что связано с особенностями геологического строения (например, наличие разломов) или установки оборудования (например, глубина). Несмотря на это, сопоставление графиков концентрации радона в разных средах и на разных участках позволило выявить общие тенденции их вариаций во времени. Длиннопериодные колебания соответствуют сезонам года и определяются режимом замерзания – оттаивания почвенного слоя. Вариации более высокого порядка контролируются внешними, по отношению к Земле, факторами, мерой воздействия которых на приповерхностную часть земной коры является атмосферное давление. Понижение P способствует выходу радона из недр, а его повышение снижает интенсивность эманаций. Вместе с тем поле радона отражает и влияние внутренних (тектонических) факторов, которое проявилось при анализе эманационного отклика на перечисленные выше землетрясения. На отдельных полигонах он различен и для почвенного радона выражается, к примеру, увеличением амплитуды вариаций Q после сейсмического события, а до него – снижением уровня вариаций или исчезновением их связи с величиной P. Наиболее устойчивым является отражение процесса подготовки землетрясений, входящих в зону эманационного

отклика для пункта мониторинга радона в воде: снижение величины  $Q$  за сутки перед сейсмическим событием.

**Статистический анализ** (регрессионный, Фурье и другие) временных рядов показал, что устойчивые корреляционные связи между объемной активностью радона и метеопараметрами отсутствуют. Однако установлено, что у параметров  $Q$  и  $P$  доминируют одинаковые периоды колебаний: 5, 12, 24, 48 и 340 с. Это свидетельствует о влиянии на эксхалацию радона внешних факторов и позволяет считать отклонения в вариациях  $Q$  и  $P$  свидетельством воздействия на выход газа сил тектонической природы. Поскольку такое влияние с наибольшей отчетливостью должно проявляться в периоды сейсмических активизаций, был проведен анализ синхронности изменений параметров  $Q$  и  $P$ . С целью повышения степени его формализации для каждого из параметров рассчитывались значения информационной энтропии, а затем графики вариаций данной величины сравнивались между собой. Проведенный анализ показал, что большую часть времени минимумы информационной энтропии, свидетельствующие, как известно, о наиболее высокой изменчивости параметров, для  $Q$  и  $P$  совпадают. Моменты отклонений от данной закономерности – аномалии – считались обусловленными активизацией внутренних сил и сопоставлялись с проявлениями землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Установлено, что каждому из трех сравнительно сильных землетрясений соответствует одна или несколько сближенных во времени аномалий, первые из которых практически всегда имеют место до момента основного толчка. Однако они проявляются с разной степенью отчетливости на разных пунктах мониторинга. Кроме того, подобные аномалии присутствуют на некоторых других участках графиков. Отсутствие однозначности в установленных закономерностях послужило причиной дополнения комплекса обработки данных мониторинга методами искусственного интеллекта.

**Методы машинного обучения** использовались при создании регрессионной модели (на основе деревьев решений) для временного ряда эманаций радона на полигоне «Приольхонье» (пункт наблюдения «Тырган»). Она обучалась предсказывать значение  $Q$  по трем основным параметрам (концентрация радона, атмосферное давление и температура), а также в производных от них статистических характеристиках. В итоге модель научилась обобщать данные измерений  $Q$  в пункте «Тырган», причем для периода обучения моменты проявления наибольшей средней абсолютной ошибки (MAE) совпали с сейсмическими активизациями, а также сближенными во времени аномалиями нарушения синхронности вариаций информационной энтропии, рассчитанной по параметрам  $Q$  и  $P$ . То же (с некоторыми исключениями) характерно для периода ретроспективного прогноза, включающего моменты Быстринского, Кударинского и Хубсугульского землетрясений, но с большими на порядок значениями параметра MAE.

Таким образом, результаты применения комплекса экспертных знаний, элементов статистического анализа и машинного обучения при обработке рядов эманационного мониторинга согласуются и взаимно дополняют друг друга. Следовательно, предпринятый подход может быть положен в основу формализованного поиска радоновых предвестников землетрясений в Прибайкалье и разработки основ их среднесрочного прогноза.



## СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ САЛАИРСКОГО ОРДОВИКСКОГО БАССЕЙНА

Н.В. Сенников

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

Салаирские ордовикские отложения на современном срезе разделены разрывными нарушениями на Бердскую, Краснянскую и Гурьевско-Ельцовскую части – структурно-фациальные зоны (СФЗ). В **тремадокском веке** раннего ордовика на Салаире существовала вулканическая дуга (дуги ?), а в соседствующих с ней прогибах отлагались осадки с мощностью до 1 км и более [1–3 и др.]. Об этом свидетельствуют базальтовые, базальт-андезитовые, андезитовые, трахибазальтовые, трахиандезитовые порфириды, туфы порфиритов, туффиты, редко дациты, риолитовые порфиры. Вместе с эффузивами встречаются линзы и прослои осадочных пород. Такие эффузивно-осадочные образования входят в состав краснянской, ельцовской свит и медведковской толщи. В разрезе «Медведковский карьер» на западном участке Бердской СФЗ в медведковской толще западно-салаирской серии среди верхней 100-метровой части вулканогенно-осадочной последовательности андезитовых порфиритов и их туфов встречаются слои и линзы туфопесчаников, алевролитов и песчаных известняков преимущественно зеленого цвета. В алевролитах имеются несколько уровней мощностью 0.3–0.5 м с брахиоподовым ракушняком, в которых определены *Apheorthis kuznezkiensis* Severg. [4, 5]. Подобный ряд ракушечниковых (трилобито-брахиоподо-криноидных) слоев в песчаных известняках и алевролитах (0.3–0.5 м) обнаружен в разрезе «Мурашовка» на южном участке Гурьевско-Ельцовской СФЗ, в 100-метровом фрагменте ельцовской свиты, состоящем из туфов, туфопесчаников, плохо сортированных и слабоокатанных конгломератов и алевролитов с прослоями песчаных обломочных известняков [5]. Среди трилобитов там установлены *Tersella* sp., *Niobella* sp., *Ishpella* sp., *Micropyge* sp., *Symphysurus* sp., Asaphidae. В Краснянской СФЗ в эффузивно-осадочной краснянской свите мощностью до 1000 м в разрезе «Красное» в редких маломощных прослоях окремненных аргиллитов известны трилобиты *Euloma* sp., *Ottenbiaspis* sp., *Niobella* sp., *Diceratopyge tenuispina* Petrun. [3, 5 и др.]. В этом разрезе общей мощностью около 1000 м присутствуют зелено-серые плагиоклаз-порфиновые базальты, псефитовые и псаммитовые тефroidы, плагиоклаз-пироксен-порфиновые андезиты, красные и зеленые кремни. Последние содержат остатки радиолярий. Из трех перечисленных палеонтологически охарактеризованных разрезов эффузивно-осадочных тремадокских последовательностей Салаира, наиболее мелководная обстановка седиментации, близкая к области поступления материнского обломочного материала, наблюдается в разрезе «Мурашовка». В разрезах «Медведковский карьер» и «Красное» фиксируются наиболее удаленные от области денудации и более глубоководные фациальные обстановки. Эффузивно-кремнисто-терригенные образования разреза «Красное» формировались на глубоководном склоне, вероятнее всего, внешней стороны вулканической дуги [3].

По риолит-трахибазальтовому составу Салаирский тремадокский этап магматизма продолжительностью 10 млн лет может быть отнесен к обстановке зрелой островной дуги [2, 3]. В целом, на Салаире реконструируется как сама островная дуга, так и задуговой и, возможно, преддуговой палеобассейн.

В конце тремадока восточный участок Бердской СФЗ был наиболее глубоководным, о чем свидетельствует непрерывность осадконакопления на границе тремадокского и флоского веков (чупинская свита) [3–5 и др.]. В других частях Салаира в хроностратиграфическом объеме ранней трети флоского века наблюдаются перерывы в седиментации, сопровождающиеся угловыми и азимутальными несогласиями. Наличие регионального перерыва свидетельствует о смене режима развития палеобассейна.

Во флосском, дапинском, дарривильском, сандбийском и катийском веках в Салаирском бассейне формировались шельфовые терригенные морские осадки – аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, редко – конгломераты, формирующие изыракский, зайчихинский, иловатский, карастунский и веберовский местные стратонны, суммарной мощностью до 2 км и более. Во всех перечисленных свитах известны богатые и разнообразные комплексы бентосной и пелагической фауны (трилобиты, брахиоподы, граптолиты, конодонты, кораллы и др.), позволяющие датировать вмещающие их осадочные образования с точностью до века или его части. В верхней части разреза ордовика Салаира (катий и низы хирнанта) среди терригенных пород спорадически на восточном участке Бердской СФЗ и в Гурьевско-Ельцовской СФЗ встречаются единичные, часто биогермные известняки, главным образом линзовидной формы, часть которых может идентифицироваться как мелкие бескаркасные рифовые тела. Масштабные (мощностью до 50–100 м) рифогенные сооружения формировались в южной части Гурьевско-Ельцовской СФЗ, что характеризует ее значительное удаление от области сноса терригенного материала. Скорость погружения этой части Гурьевско-Ельцовской СФЗ была значительно больше, чем скорость погружения ее северной части и Бердской СФЗ [5]. Там вблизи областей денудации после заполнения впадин тонкотерригенными осадками стали накапливаться прибрежные псаммитовые образования.

Достоверно доказанные эффузивные образования флоско-сандбийского стратиграфического интервала на Салаире пока не известны. Переотложенный туфовый материал в псаммитовых пачках иловатской и карастунской свит, вероятнее всего, мог быть продуктом разрушения более ранних (средний – поздний кембрий – тремадок раннего ордовика) вулканогенных образований орлиногорской, чебуринской, краснянской и ельцовской свит. Этот вопрос требует специального рассмотрения.

Салаирский ордовикский бассейн на протяжении более 25–30 млн лет (фло – низы катия) находился в режиме амагматического этапа заполнения прогибающихся задуговых (или междуговых) впадин. По типам осадков, их фациальной выдержанности и закономерностям проявления глобальных T-R трендов Салаирская ордовикская осадочная амагматическая флоско-катийская последовательность местных стратоннов близка к последовательностям стратоннов шельфовых бассейнов пассивной окраины континентов, например к последовательности Алтайского морского бассейна [5 и др.].

В разрезах веберовской и оселкинской свит **конца ордовика (катийский и хирнантский века)** Гурьевско-Ельцовской СФЗ Салаира уже давно были известны часто встречающиеся перемытые туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты [6, 7 и др.]. Недавно было установлено присутствие вулканического материала в виде различных покровных фаций (лав и туфов) и субвулканических образований [8, 9]. В южном участке Гурьевско-Ельцовской СФЗ Салаира известны эффузивно-терригенные образования оселкинской свиты с подстилающими карбонатно-терригенными отложениями веберовской свиты и перекрывающими карбонатными отложениями баскусанской свиты. В веберовской и оселкинской свитах встречены трилобиты *Parillaenus depressa* (Holm), *Isotelus robustus* (Roemer); брахиоподы *Hesperorthis* cf. *lebediensis* Severg., *Trucizetina* sp., *Protochonetes* sp., *Bracteoleptaena* sp., Strophodontidae; остракоды *Hermannina* sp.; табуляты *Lyopora minima* Dziubo [8]. В нижней части оселкинской свиты установлена покровная фация, представленная лавами пироксен-порфировых базальтов, туфами базальтов и туфами дацитов, риодацитов. К субвулканическим образованиям оселкинского комплекса отнесен массив «Гора Случайная». По морфологии это шток, прорывающий карбонатно-терригенные отложения верхов веберовской свиты верхнего ордовика. По данным РФА породы отвечают семейству габброидов и характеризуются умеренно низкой титанистостью, низкой фосфористостью, низкой железистостью и натриевым типом щелочности, что указывает на их комагматичность с базальтами оселкинской свиты. U-Pb изотопными исследованиями цирконов из долеритов массива «Гора Случайная» установлен его возраст –  $443.2 \pm 2.39$  млн лет [8, 9]. В стратотипе веберовской свиты в Гурьевско-Ельцовской СФЗ в разрезе «Гурьевск» установлены многочисленные прослои туфов. Эти туфы соседствуют там с линзами известняков с трилобитами *Isocolus sjogreni* Ang., *Amphilichas sniatkovi* Weber и алевролитами с граптолитами *Metabolograptus mirnyensis* (Obut et Sobol.). Наиболее масштабное позднеордовикское вулканическое проявление проявилось в южной части Гурьевско-Ельцовской СФЗ Салаирского морского палеобассейна. Для Бердской и Краснянской СФЗ такая информация пока отсутствует.

Таким образом, в конце катийского века и в хирнантском веке позднего ордовика (верхняя часть веберовской и нижняя часть оселкинской свиты) Гурьевско-Ельцовская СФЗ Салаирского

палеобассейна развивалась на протяжении 3–5 млн лет в режиме вулканической дуги и соседствующего задугового (или междугового) бассейна.

Работа выполнена в рамках госзадания РАН по ФНИ (проект FW ZZ-2022-0003).

- [1] Налетов Б.Ф., Сидоренко Т.Ф. Раннеордовикские вулканические ассоциации Салаирского кряжа // Геология и геофизика. 1970. Т. 5. С. 72–78.
- [2] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 Серия Алтае-Саянская. Лист N-45 – Новокузнецк. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 664 с.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200000. Серия Кузбасская. Лист N-45-XIV – Гурьевск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 232 с.
- [4] Свиридов В.Г., Краснов В.И., Сурков В.С., Калинин Ю.А., Каныгин А.В., Коробейников В.П., Мартынов В.А., Нестеренко Г.В., Осинцев С.Р., Перегодов Л.Г., Росляков Н.А., Сердюк З.Я., Смирнов Л.В., Хомичев В.Л. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. 1. Геологическое строение. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1999. 228 с.
- [5] Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Киприянова Т.П., Лыкова Е.В., Толмачева Т.Ю., Хабибулина Р.А. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. Т. 7. С. 15–53.
- [6] Харин Г.С. Стратиграфия силурийских отложений Салаира. Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Новосибирск, 1960. Т. II. С. 14–23.
- [7] Фомичев В.Д., Алексеева Л.Э. Геологический очерк Салаира. Труды ВСЕГЕИ, Новая серия. Т. 63. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 218 с.
- [8] Токарев В.Н., Сенников Н.В., Юрьев А.А., Тимохин А.В., Хабибулина Р.А., Гонта Т.В., Щербаненко Т.А., Гутак Я.М. Позднеордовикско-раннесилурийский вулканогенно-осадочный комплекс Салаира // Корреляция Алтаид и Уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения: Материалы Четвертой международной научной конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. С. 147–149.
- [9] Гусев Н.И., Токарев В.Н., Юрьев А.А. Раннесилурийский магматизм на Салаире: геохимия, U-Pb возраст, Sm-Nd изотопная характеристика // Корреляция Алтаид и Уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения: Материалы Четвертой международной научной конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. С. 44–46.



## ГИБРИДНЫЕ ГАББРО ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): СМЕШЕНИЕ СИЛИКАТНОГО И КАРБОНАТНОГО РАСПЛАВОВ?

Е.В. Скляр<sup>1,3</sup>, А.В. Лавренчук<sup>2,3</sup>, Д.В. Семенова<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

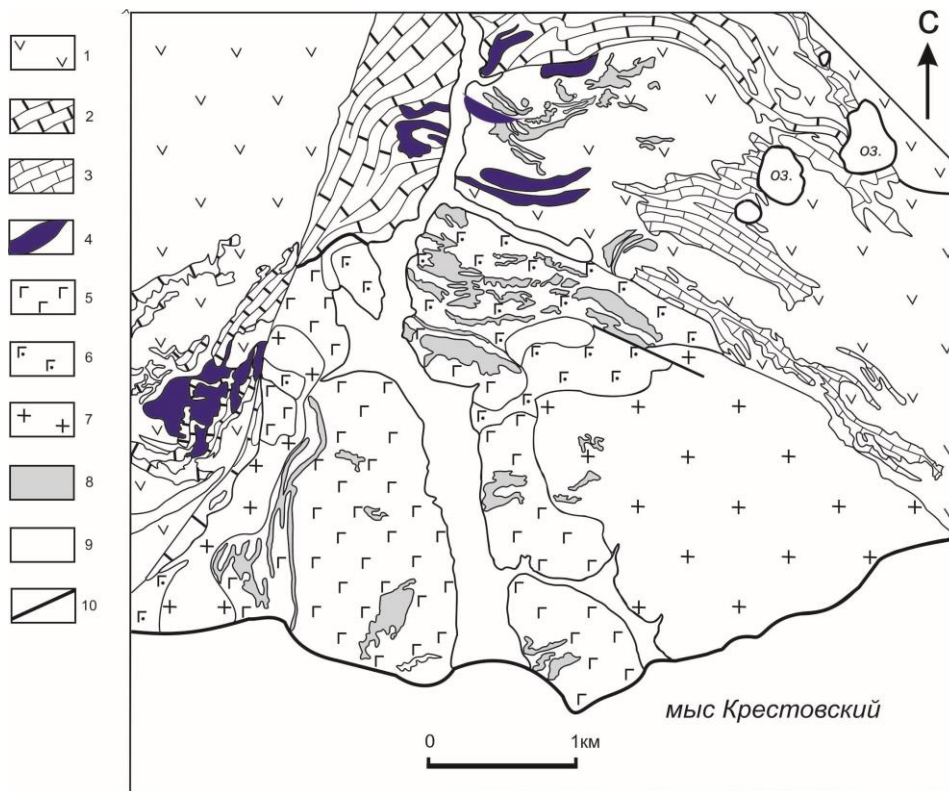
<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@mail.ru

<sup>3</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, semenovadina@gmail.com

Вопросам взаимодействия базитовых силикатных и карбонатных расплавов посвящено значительное количество публикаций на примере многих геологических объектов (например [8, 12, 13] и ссылки в этих работах). В результате такого взаимодействия в разной степени изменяются изотопно-геохимические характеристики базитов, реже влияние добавки карбонатного материала проявляется в необычном составе кристаллизующихся из расплава минералов. Одним из наиболее показательных в этом плане является фассаит – глиноземистый пироксен, типичный для сравнительно высокотемпературных метасоматитов и метеоритов, но встречающийся в виде порфириковых вкрапленников в базальтах [9], возможность кристаллизации которого непосредственно из расплава доказана экспериментально [12]. Фассаит описан во многих базитовых породах Ольхонского террейна, главным образом в разнообразных метасоматитах [1] и своеобразных роговиках, в том числе в мономинеральных пироксеновых и нефелин-пироксеновых породах, где предполагается его кристаллизация из контаминированного базитового расплава [14]. Еще одним объектом, где фассаит – один из породообразующих минералов, является специфическое габбро, закартированное в пределах Крестовского субтеррейна [3].

Характерной чертой Крестовского субтеррейна Ольхонского террейна является то, что более 60 % его объема составляют массивы габбро бирхинского комплекса (возраст 500 млн лет), вмещающие же породы представлены метавулканитами и амфиболитами по ним, рассматриваемыми в качестве эффузивной составляющей единой бирхинской вулканоплутонической ассоциации [2], и кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и доломитовыми мраморами. Из интрузивных пород в пределах субтеррейна присутствуют субщелочные габброиды устькрестовского комплекса (460–470 млн лет), сиениты, в том числе нефелиновые (460–470 млн лет) и гранит-пегматитовые жилы, тяготеющие к массивам бирхинских габбро. Фассаитовые габбро, макроскопически имеющие весьма специфический облик, распространены в виде небольших тел разной конфигурации (рис. 1). Поскольку эти габбро по геохимическим особенностям близки к габброидам устькрестовского комплекса, на карте они были показаны как вторая фаза габброидов [3] на основании того, что по сравнению с петротипом они имели более дифференцированный состав. Однако проведенные геохронологические исследования обозначили их более древний возраст по сравнению с габброидами Усть-Крестовского массива (см. ниже).

Единственный относительно крупный Усть-Крестовский массив габброидов одноименного комплекса расположен в пределах Крестовского субтеррейна (рис. 1), в то время как многочисленные дайки и другие мелкие тела габброидов распространены к юго-западу от массива, в пределах Тажеранского массива сиенитов и в северной части о-ва Ольхон [5], что составляет значительную часть Ольхонского террейна. Габброиды нередко слагают комбинированные дайки с гранитами (минглинг). Пространственно и, возможно, парагенетически габброиды ассоциируют с гранитоидами Малокрестовского массива и фассаитовыми габбро, слагающими серию небольших тел разной конфигурации в северном обрамлении Усть-Крестовского массива (рис. 1). В северной части массива широко проявлены процессы минглинга габбро с лейкогаббро, вплоть до сиенитов.



**Рис. 1.** Фрагмент геологической карты юго-западной части Ольхонского региона (по [3] с упрощениями). 1 – метагаббро Бирхинской вулканоплутонической ассоциации и амфиболиты по ним; 2 – доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы с телами кварц-диопсидовых пород; 3 – кальцитовые мраморы; 4 – фассаитовые габбро; 5 – монцогаббро устькрестовского комплекса; 6 – зона комбинированных монцогаббро, лейкогаббро и сиенитов; 7 – граниты Малокрестовского массива; 8 – инъекционные карбонатные и карбонатно-силикатные породы; 9 – четвертичные отложения; 10 – геологические границы.

U/Pb-датирование цирконов из фассаитовых габбро и субщелочных габброидов устькрестовского комплекса было проведено методом ЛА-ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой лазерной абляции New Wave Research UP 213 в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). По результатам датирования для фассаитовых габбро получен возраст (по 42 точкам)  $484 \pm 3$  млн лет, для субщелочных габброидов устькрестовского комплекса (по 36 точкам) –  $458 \pm 3$  млн лет.

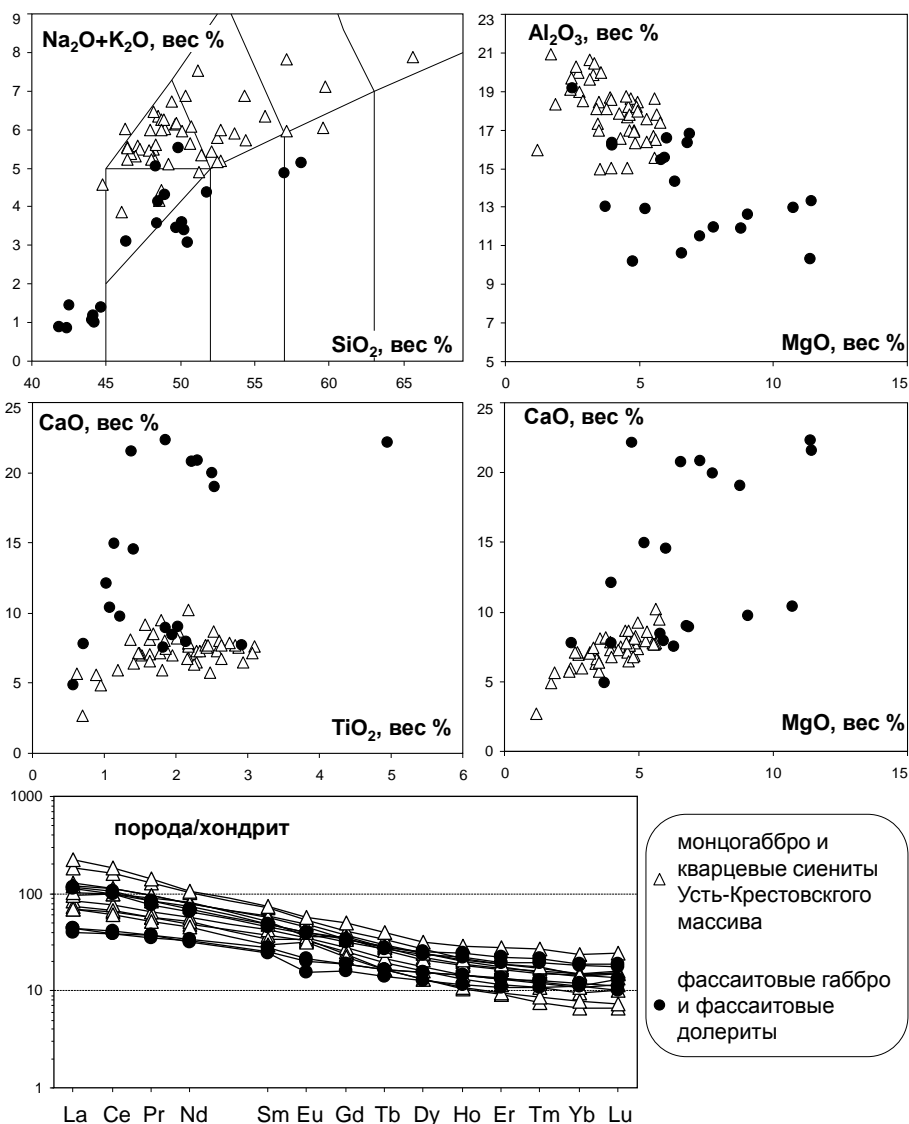
Фассаитовые габбро сложены фассаитом (до 12 %  $Al_2O_3$ ), плагиоклазом, главным образом битовнитом, паргаситом, реже в них появляется биотит и калишпат. В качестве акцессорных минералов присутствуют ильменит, титанит и апатит, реже – циркон или бадделейт. Широко проявлены постмагматические изменения: появляется пироксен диопсид-геденбергитового состава, роговая обманка, актинолит, более кислый плагиоклаз. Характерной особенностью является присутствие кальцита и доломита. Карбонаты обычно заполняют интерстиции между силикатными минералами, «рассредоточены» по породе, не образуя каких-то зон или прожилков, размеры выделений не превышают 3 мм.

По химическому составу и содержанию редкоземельных элементов фассаитовые габбро во многом близки субщелочным габброидам устькрестовского комплекса, отличаясь от последних более низкими содержаниями щелочей и более высокими – магнезии и извести (рис. 2).

Особенности минерального и химического состава фассаитовых габбро и монцогаббро устькрестовского комплекса, с одной стороны, свидетельствуют о близком составе базитовых расплавов, а с другой – предполагают контаминацию карбонатного материала при образовании фассаитовых габбро. Существенное обогащение последних кальцием и магнием легко объяснимо контаминацией доломита, что вполне вероятно с учетом широкого распространения мраморов доломитового и кальцит-доломитового состава в Крестовском субтеррейне.

Принципиально важным является вопрос о состоянии карбонатного материала, поступающего в базитовый расплав. С.Г. Барнеза с соавторами [6] на основании изучения магматического





**Рис. 2.** Вариационные петрохимические диаграммы и спектры РЗЭ пород Усть-Крестовского массива и фассаитовых габбро и долеритов.

комплекса Нортвагг пришли к выводу о том, что контаминация расплава «твердыми» карбонатами будет приводить к проявлению продуктов контаминации в виде отдельных разноразмерных фрагментов, в то время как ассимиляция низковязкого карбонатного расплава приводит к относительно равномерному насыщению силикатных пород карбонатным материалом без концентрации в значительных объемах. Кроме того, результаты экспериментов [12] свидетельствуют о том, что при смешении базальтов с карбонатами степень закристаллизованности смеси при температуре 1200 °С увеличивается от 1 % для чистого базальтового состава до 60 % при добавлении к нему 20 % кальцита, т.е. добавление карбонатов в базальтовый расплав увеличивает ликвидусную температуру гибридного расплава. Еще Н.Л. Боуэн [7] было показано, что ксенолиты, состав которых повышает ликвидусную температуру расплава, не способны растворяться в этом расплаве еще и потому, что ксенолит бронируется скарновой ассоциацией. Возможность же плавления мраморов первично-осадочного происхождения в коровых условиях в присутствии водного флюида обоснована экспериментально [10, 15] и показана при изучении природных объектов [11], в том числе и нашими исследованиями [4, 14].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект 20-05-00005.

[1] Добрецов Н.Л., Скляр Е.В., Буслов М.М., Куликова А.В., Лавренчук А.В. Эклогитоподобные метагаббро Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 591–609.

- [2] Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.
- [3] *Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона* (Байкал). Зона Крестовский – Широкая. Ольхонский геодинамический полигон / Ред. Е.В. Скляр, В.С. Федоровский. М.: Группа компаний А1 ТИС, 2012.
- [4] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (свидетельства из Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника. 2013. № 2. С. 1–19.
- [5] Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682–700.
- [6] *Barnesa C.G., Prestvik T., Sundvoll B., Surratt D.* Pervasive assimilation of carbonate and silicate rocks in the Hortavaer igneous complex, north-central Norway // *Lithos*. 2005. V. 80. № 1. P. 179–199.
- [7] *Bowen N.L.* The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 1928. 332 p.
- [8] *Carter L.B., Dasgupta R.* Hydrous basalt–limestone interaction at crustal conditions: Implications for generation of ultracalcic melts and outflux of CO<sub>2</sub> at volcanic arcs // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 427. P. 202–214.
- [9] *Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.* Rock-forming minerals. Vol. 2A. Single-chain silicates. The Geological Society London, 1997. 668 p.
- [10] *Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J.* Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in CaO–MgO–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O with applications to carbonatites // *Morphology and phase equilibria of minerals: Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association*. Sofia: Bulgarian Academy of Science, 1986. P. 313–322.
- [11] *Lentz D.R.* Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // *Geology*. 1999. V. 27. P. 335–338.
- [12] *Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P.* Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // *Lithos*. 2010. V. 114. P. 503–514.
- [13] *Iacono-Marziano, G., Gaillard, F., Pichavant, M.*, Limestone assimilation by basaltic magmas: an experimental reassessment and application to Italian volcanoes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. P. 719–738.
- [14] *Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Kanakin S.V.* Pyroxenite as a product of mafic-carbonate melt interaction (Tazheran massif, North Baikal area, Russia) // *Minerals*. 2021. V. 11. 654.
- [15] *Wyllie P.J., Tuttle O.F.* The system CaO–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O and the origin of carbonatites // *Journal of Petrology*. 1960. V. 1. № 1. P. 1–46.



## РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ (490–483 МЛН ЛЕТ) КОМПЛЕКСОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЮГО-ЗАПАДНОМ СЕГМЕНТЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

А.В. Скобленко

Москва, Геологический институт РАН, an.pilitsyna@gmail.com

В строении западного сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП), включающего Казахстан, Тянь-Шань и северо-западную часть Китая, принимают участие раннепалеозойские аккреционные и островодужные комплексы, а также фрагменты офиолитовых разрезов, среди которых присутствуют массивы, сложенные докембрийскими в различной степени метаморфизованными образованиями [1]. Докембрийские массивы западной части ЦАОП характеризуются близким строением, в котором выделяются комплексы фундамента, представленные преимущественно мезо- и неопротерозойскими метаосадочными и метамагматическими породами, а также комплексы чехла, сложенного слабометаморфизованными эдиакарско-кембрийскими осадочными толщами. Расположенные в юго-западной части ЦАОП Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский массивы, отделенные раннекембрийской Джалаир-Найманской офиолитовой зоной, характеризуются близкой докембрийской эволюцией [2]. Так, в составе фундамента массивов выделяются неопротерозойские (840–760 млн лет) ортогнейсы, формирование протолитов которых происходило за счет переработки палеопротерозойских коровых комплексов. В то же время среди источников протолитов метатерригенных эдиакарско-кембрийских и кембрийских гранат-сланцев и парагнейсов Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов преобладали кислые магматические или вулканические породы с возрастом ~1 млрд лет и в меньшей степени – 1.5 и 2.5 млрд лет, образованные также за счет плавления раннедокембрийской континентальной коры [2].

Отличительной особенностью изученных массивов является присутствие среди метаморфических пород высокобарических (НР) образований основного состава, представленных эклогитами (Актюзский блок (Чуйско-Кендыктасский массив) и Анрахайский блок (Жельтавский массив)) и гранатовыми пироксенитами (только Жельтавский массив). Формирование этих НР пород связывают с раннепалеозойскими субдукционными процессами, которые привели к погружению тел мафического состава, залегавших до метаморфизма в разрезе континентальной коры, на глубины >50 км и их последующему преобразованию в эклогиты [3, 4]. Оценки возраста, полученные для гранатовых пироксенитов Анрахайского блока и эклогитов Актюзского блока, отвечают ~490 и 474 млн лет соответственно [3, 5], в то время как информация об участии в преобразованиях в условиях эклогитовой фации вмещающих кварц-полевошпатовых комплексов (сланцев и гнейсов) фактически отсутствовала.

Полученная для кайм детритовых цирконов из кианит-гранат-сланцев Анрахайского блока оценка возраста ~486 млн лет интерпретируется как время проявления околопикового этапа метаморфизма, в который вовлекались комплексы эдиакарско-кембрийского чехла Жельтавского массива. В то же время среди гнейсов, вмещающих тела эклогитов, выделяются разности с отчетливо полосчатым строением, где более меланократовые гранат-кианит-фенгитовые разности содержат согласные и субсогласные осям рассланцевания жилы и инъекции гранитоидов мощностью до 1 м. Для ядерных частей цирконов из гранитоидов была получена средняя  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценка возраста ~755 млн лет, а для одного из ядер циркона была получена неоархейская ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2556$  млн лет) оценка возраста. При этом формирование кайм цирконов соответствует ~483 млн лет, а для отдельной популяции получено значение возраста ~489 млн лет. Таким образом, раннепалеозойские оценки возраста (489–483 млн лет), полученные как для кайм, так и для некоторых отдельных зерен цирконов из эклогитсодержащих гнейсов, очевидно, отражают время формирования гранитоидного расплава лейкосомы, связанного с плавлением в условиях высоких ступеней метаморфизма комплексов докембрийского фундамента Жельтавского сиалического массива.

Близкая оценка возраста, полученная как для кайм цирконов, так и для отдельных зерен из эклогитсодержащих гранат-слюдяных сланцев Актюзского блока (юго-восточная часть Чуйско-Кендыктасского массива), отвечает ~490 млн лет и соответствует времени проявления высокобарических преобразований пород. При этом присутствие многочисленной популяции цирконов со средним возрастом ~844 млн лет также свидетельствует об участии в высокобарических преобразованиях пород фундамента Чуйско-Кендыктасского массива. Таким образом, отмеченные ранее сходства в докембрийской эволюции континентальной коры Жельтавского и Чуйско-Кендыктасского массивов в ЮЗ части ЦАОП характерны и для последующей, раннепалеозойской, эволюции, связанной с вовлечением части коровых комплексов как фундамента, так и чехла массивов в НР метаморфизм.

Исследования выполнены при поддержке РФФ, проект № 21-77-00055.

- [1] *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. C. 44–75.
- [2] *Skoblenko A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Pang K.-N., Lee H.-Y.* Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // *Gondwana Research*. 2022. V. 105. P. 117–142.
- [3] *Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., et al.* Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. 2012. V. 21. P. 901–927.
- [4] *Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Cuthbert S.J., Batanova V.G., Kovalchuk E.V.* Eclogites and garnet clinopyroxenites in the Anrakhai complex, Central Asian Orogenic Belt, Southern Kazakhstan: P-T evolution, protoliths and some geodynamic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 153. P. 325–345.
- [5] *Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y.* Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 42. P. 805–820.



## УСЛОВИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЭКЛОГИТ-ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

А.В. Скобленко<sup>1,2</sup>, К.Е. Дегтярев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт геохимии РАН, an.pilitsyna@gmail.com

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

В строении Джунгаро-Балхашской области, расположенной в центральной части Казахстанского орогена, принимают участие мощные флишевые толщи и туфотерригенные образования ордовикского, силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста, перекрывающие интенсивно дислоцированные нижнесреднепалеозойские комплексы, представленные фрагментами различных офиолитовых разрезов. Офиолиты Джунгаро-Балхашской области приурочены к Северо-Балхашской, Тектурмасской, Агадырской зонам в Казахстане и зонам Майли, Танбале, Барлеик и др. в Северо-Западном Китае (южная часть Западной Джунгарии), в строении которых основную роль играют нижнесреднепалеозойские кремнисто-базальтовые, кремнистые и вулканогенно-осадочные толщи, слагающие пакеты тектонических пластин и разделенные серпентинитовыми меланжами [1].

В структуре Северо-Балхашской офиолитовой зоны, расположенной в Центральном Казахстане, серпентинитовый меланж занимает наиболее низкое положение и содержит блоки магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных пород. Магматические породы представлены ультрамафитами и габброидами, иногда в ассоциации с плагиогранитами. Оценки возраста, полученные для плагиогранитов, свидетельствуют о раннекембрийском (~530–520 млн лет) и позднекембрийско-раннеордовикском (~500–480 млн лет) этапах эволюции океанической литосферы в пределах Джунгаро-Балхашской области [1, 2]. Среди метаморфических пород Северо-Балхашской зоны присутствуют фенгитовые эклогиты, гранат-фенгит-глаукофановые, актинолит-талльковые, эпидот-глаукофановые и тонкозернистые эпидот-актинолитовые сланцы, а также связанные с ними жадеититы и другие метасоматические образования.

Согласно результатам моделирования и изоплетной геотермобарометрии проградный этап метаморфической эволюции гранат-глаукофановых сланцев соответствует  $P$  9.2–12.0 кбар,  $T$  470–510 °C, а для эклогитов отвечает  $P$  14.0–16.5 кбар,  $T$  500–560 °C. Околопиковые  $P$ - $T$ -условия метаморфизма пород отвечают  $P$  17.5–23.0 кбар,  $T$  450–520 °C и  $P$  16.5–20.5 кбар,  $T$  470–540 °C для голубых сланцев и эклогитов соответственно. При этом исходя из микроструктурных особенностей пород формирование фенгита в обеих разностях со средним содержанием Si (a.p.f.u.)=3.35–3.40, по-видимому, соответствует послепиковым условиям высокobarического метаморфизма, а полученные  $Ar$ - $Ar$  оценки возраста ~493 млн лет для эклогитов и ~465 млн лет для голубых сланцев характеризуют два эпизода метаморфизма (позднекембрийский и среднеордовикский соответственно) для пород, сближенных в современной структуре и отличающихся по минеральному и химическому составу.

Наличие в голубых сланцах Северо-Балхашской зоны цирконов с ядрами, соответствующими возрастному интервалу ~478–523 млн лет, и особенности их химического состава, а также микроструктуры предполагают, что протолиты пород представляли собой туфопесчаники основного или среднего состава. Образование вулканогенно-осадочных комплексов, которые могли бы рассматриваться в качестве протолита для голубых сланцев, по-видимому, было приурочено к раннекембрийскому и позднекембрийско-раннеордовикскому этапам магматизма в пределах внутриокеанической островной дуги и фиксируется оценками возраста, полученными для плагиогранитов Северо-Балхашской офиолитовой зоны. В то же время особенности химического состава эклогитов предполагают, что их протолиты были близки по составу базальтам  $N$ -MORB, формирование которых происходило в обстановке спредингового центра на допозднекембрийском этапе эволюции Джунгаро-Балхашского океана.

Исследования выполнены при поддержке РФФ, проект № 21-77-10038.

- [1] *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S.* Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // *Lithos*. 2021. V. 380–381. 105818.
- [2] *Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T.* The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, Central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // *Gondwana Research*. 2020. V.79. P. 49–69.



## ИСТОЧНИКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВО ВПАДИНАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Т.М. Сковитина<sup>1</sup>, А.Б. Котов<sup>2</sup>, В.П. Ковач<sup>2</sup>, Е.В. Адамская<sup>2</sup>, И.Н. Бучнев<sup>2</sup>,  
С.Д. Великославинский<sup>2</sup>, Е.В. Толмачева<sup>2</sup>, В.П. Горовой<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit71@gmail.com

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

Происхождению четвертичных песчаных отложений во впадинах Прибайкалья уделяли внимание многие исследователи начиная с конца XIX в. Этот вопрос считался одним из центральных при попытке понять основные черты развития рельефа этих регионов в плейстоцене (Логачев и др., 1974).

Описание мощных (от 150 до 500 м) толщ четвертичных песков и супесей, зачастую образующих внутри впадин обширные массивы, измененных с поверхности наложенными эоловыми, мерзлотными и другими экзогенными процессами, представлено в работах (Черский, 1886; Обручев, 1914, 1929, 1937; Ламакин 1952; Логачев 1958; 1968; Флоренсов, 1960; Равский, 1964; 1972; Лопатин, 1972, и мн. др.) Детальные обзоры гипотез и мнений о происхождении этих отложений выполнены Н.А. Флоренсовым (1960) и Н.А. Логачевым (1974). Основные выводы этих обзоров заключаются в следующем:

1. Широкое распространение четвертичных песков, выполняющих многие впадины и речные долины, а также местами «покрывающих» склоны хребтов и перевалы, ранее некоторыми исследователями объяснялось накоплением их в древних крупных озерах, некогда соединявшихся с Байкалом, либо следствием трансгрессии вод Байкала в соседние впадины в межледниковое время.

2. Особенно интенсивное накопление песков (весьма однообразных по «механическому» и минералогическому составу, без прослоев глин, разнотонных, реже – отсортированных, однородной окраски, бедных на органические остатки и пыльцевые спектры, и т.д.) во впадинах происходило в плейстоцене и, по-видимому, связано с длительной ледниковой эпохой (Флоренсов, 1960; Логачев и др., 1974).

Современные представления о песчаных отложениях во впадинах Байкальской рифтовой системы изложены в работах (Мац, 2001; Кривоногов, 2010, 2017; Еникеев, 2014; Щетников и др., 2012, 2013, 2014; Коломиец и др., 2017; и мн. др.).

Тем не менее вопросы генезиса, состава и условий накопления внутривпадинных песчаных отложений, поставленные предшественниками, во многом остаются дискуссионными до настоящего времени. Также остаются открытыми вопросы о механизмах и путях переноса песчаных частиц от коренных источников в бассейны седиментации, о ведущих экзодинамических процессах переноса рыхлого материала и, наконец, о средах и палеогеографических условиях накопления этих осадков. Отчасти это обусловлено тем, что информация об источниках и областях их сноса имеет фрагментарный характер (Котов и др., 2019).

Для определения их источников выполнены U-Th-Pb-геохронологические (LA-ICP-MS) исследования детритового циркона (размерная фракция более 50 мкм) из песчаных отложений, выполняющих три рифтовые впадины северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы, расположенные в западной части Алданского щита. Результаты этих исследований сводятся к следующему:

**Токкинская рифтовая впадина** находится в восточной части Чаро-Олекминского супертеррейна Алданского щита. Возраст детритового циркона из песков этой впадины находится в интервале 2.6–3.0 млрд лет. Его источником послужили мезоархейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса и прорывающие их мезоархейские гранитоиды.

**Чарская рифтовая впадина** также расположена в пределах Чаро-Олекминского супертеррейна Алданского щита западнее Токкинской впадины, от которой она отделена невысокой

междувпадинной перемычкой. В песках Чарской впадины доминирует детритовый циркон с возрастом 0.2–0.3 и около 1.9 млрд лет. Исходя из геологической ситуации, в качестве единственного источника детритового циркона раннепротерозойского возраста можно рассматривать только граниты кодарского комплекса. Источники мезозойского и палеозойского детритового циркона пока еще не известны.

**Муйская рифтовая впадина** находится на границе Чаро-Олекминского супертеррейна Алданского щита и Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса. Средний возраст детритового циркона из песков этой впадины составляет около 0.3 млрд лет. В качестве его источника следует рассматривать изверженные и метаосадочные породы Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса.

Как мы видим, главные источники детритового циркона (размерная фракции более 50 мкм) из песков трех впадин северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы существенно различаются, хотя они расположены близко друг от друга и структурно связаны. Это свидетельствует о том, что перенос по крайней мере части исходного для песков терригенного материала осуществлялся на незначительные расстояния, скорее всего на фоне локальных, но довольно интенсивных горообразующих и сопутствующих им различных экзодинамических процессов.

При этом необходимо отдавать себе отчет в том, что в силу технологических особенностей метода LA-ICP-MS изначально теряется значительная часть геохронологической информации, которая «скрыта» в зернах детритового циркона из мелких размерных фракций, что может иметь решающее значение для геологической интерпретации результатов геохронологических исследований.

Исследования выполнены в рамках проектов РНФ № 19-17-00205 и № 21-17-00164.





## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ РИОЛИТОВ ПРИАМУРСКОГО ФРАГМЕНТА НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ю.В.Смирнов<sup>1</sup>, В.Б. Хубанов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, smirnov@ignm.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, khubanov@mail.ru

Нора-Сухотинский террейн выделяется в северо-восточной части Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса, который протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и в приграничные районы Приамурья, где теряется в зоне сочленения Аргунского и Буреинско-Цзямусинского континентальных массивов [1, 2 и др.].

Для выяснения тектонической эволюции крупных геологических структур наиболее рациональным подходом являются целенаправленные геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования геологических комплексов, характеризующие различные этапы формирования. К настоящему времени подобные исследования выполнены для ряда магматических образований Нора-Сухотинского террейна. Так, в строении последнего с помощью современных геохронологических исследований выявлены позднеордовикские толеитовые габбро [3], раннесилурийские породы монцодиорит-гранодиоритной ассоциации [4], позднедевонские гранитоиды [5] и раннепермские адакиты [6].

Одними из ключевых объектов в строении Нора-Сухотинского террейна являются образования, развитые в долине р. Амур. Однако из-за почти полного перекрытия их мощным чехлом отложений Амуро-Зейской впадины они остаются слабоизученными. В данной публикации представлены первые результаты U-Pb геохронологических исследований риолитов, отобранных в бассейне р. Богданиха (левый приток р. Амура). На геологической карте масштаба 1:1 000 000 эти образования объединены с осадочными породами в состав богданихинской свиты [7]. Возраст свиты принят раннесреднекаменноугольным на основании органических остатков, выявленных в аргиллитах *Asterocalamites chaetophylloides* Radez., *Angaropteridium askyzense* (Zal.) Radez., *Rhodea* sp., *Rhacopteris* sp., *Dictioxylon*(?), *Angarocarpus ananievii* Such. Возраст вулканических пород остается неопределенным.

Выделение цирконов из образца риолита (Z-95-6) выполнено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Непосредственно U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования выполнены в ЦКП «Геоспектр» Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Termo Scientific), оснащенном устройством лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Детальное описание аналитических процедур приведено в публикации [8]. Обработка полученных результатов производилась с помощью программ Glitter [9] и Isoplot v. 3.6 [10].

Из риолита бассейна р. Богданиха (обр. Z-95-6) было проанализировано 28 зерен циркона, которые можно разделить по возрасту на две группы. Для наиболее молодых 25 проанализированных цирконов значения возрастов по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  варьируются в интервале от 295 до 309 млн лет. Все цирконы имеют отчетливую осциляторную зональность. Значения величины отношения  $\text{Th}/\text{U}=0.34\text{--}1.00$  свидетельствуют о магматическом происхождении цирконов. Средневзвешенный конкордантный возраст составляет  $301\pm 4$  млн лет (СКВО=1.10; вероятность конкордантности = 0.40) и идентичен возрасту TuffZircAge  $301\pm 1/-2$  млн лет. Одно зерно циркона характеризуется раннекаменноугольным возрастом ( $330\pm 3$  млн лет). Отклонение точки этого циркона от конкордии свидетельствует о присутствии в цирконе нерадиогенного свинца. Для двух цирконов получены конкордантные оценки возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $428\pm 4$  и  $438\pm 4$  млн лет.

Таким образом, согласно проведенным исследованиям, выявлено, что возраст наиболее молодой популяции цирконов из риолита бассейна р. Богданиха составляет  $301 \pm 4$  млн лет. Полученное значение интерпретируется как возраст кристаллизации риолитов. Соответственно, в настоящее время в состав богданихинской свиты объединены разновозрастные образования – это осадочные породы раннесреднекаменноугольного возраста, охарактеризованные органическими остатками, и вулканиты позднекаменноугольного возраста. С учетом существующих моделей формирования Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса наиболее вероятно, что изученные нами риолиты отражают завершающий этап развития Нора-Сухотинского террейна.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001, <https://rscf.ru/project/21-77-10001/>.

- [1] Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. 572 с.
- [2] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- [3] Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // ДАН. 2012. Т. 445. № 1. С. 55–60.
- [4] Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. Раннепалеозойская монцодиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 49–57.
- [5] Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые свидетельства позднедевонского гранитоидного магматизма в истории формирования северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 65–76.
- [6] Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б. Раннепермские адакиты Нора-Сухотинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохронологические (U-Pb, LA-ICP-MS) и геохимические данные // Геология и геофизика (в печати), doi:10.15372/GiG2022120.
- [7] Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52 – Благовещенск. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
- [8] Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub> – MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
- [9] Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues / Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2008. V. 40. P. 204–207.
- [10] Ludwig K. Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. №. 4. 77 p.



## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПОЗДНЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ – РАННЕМ КЕМБРИИ: ОТ ОКЕАНА ДО ОКЕАНА (ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ)

Ю.К. Советов

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

Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

В докладе обобщены данные о позднепротерозойских и кембрийском осадочных бассейнах в южной части Сибирской платформы, что предпринималось и раньше [1–3]. Обсуждаются результаты более чем 20-летнего опыта анализа неопротерозойских (тоний-криогений-эдиакарийских) осадочных систем, стратиграфически перекрытых кембрийским осадочным бассейном. Этот опыт не полон и, естественно, не универсален. По этой причине и из-за ограниченности объема отдельной публикации в материалах конференции ссылки на работы других исследователей немногочисленны.

Краевые области южной части Сибирского кратона (Сибири) в позднем неопротерозое (поздний тоний, криогений и эдиакарий) испытали погружение в связи с тектоническим утонением и нагрузкой в краевой части литосферной плиты. Образовалась позднепротерозойская пассивная окраина кратона, которая эволюционировала в активную окраину. Этот эволюционный ряд в настоящее время представлен двумя хорошо сохранившимися фрагментами – Патомским и Саянским.

Пересечение Патомской пассивной окраины было сделано по р. Большой Патом [4, 5], Саянской пассивной окраины, которая ранее рассматривалась как Ийско-Туманшетский авлакоген, в северо-восточных предгорьях хр. Восточный Саян по рекам Ия, Уда, Бирюса, Тагул и Туманшет [3]. Криогенскому этапу погружения окраин кратона предшествовала длительная эпоха его высокого стояния, образование коры химического выветривания пород, и начало транзитного осадконакопления установлено по переотложенным продуктам выветривания в рифтогенные бассейны на погруженных блоках коры [6, 7]. Резкость смены типа осадконакопления от континентального к глубоководному морскому при расколе Родинии и отделения Сибири от Лаврентии – ясное свидетельство образования позднепротерозойского океана Протояпетус. Начало образования глубоководного морского бассейна (Протояпетус) и пассивной окраины Сибири видно по осадкам медвежьей свиты тепторгинской серии – тонкослоистым песчано-алевролитовым турбидитам (часто с дробстоунами) и линзам песчано-гравийных дебрисных потоков. В осадки внедрены базитовые силлы и дайки долеритов толщиной 5–80 м активного рифтинга. Медвежьеские отложения постепенно переходят вверх в диамиктитовые гравитационные отложения хорлухтахской свиты. Обе глубоководные осадочные системы и их связь с раннекриогенским оледенением эпохи Стерт и Марино обсуждались в статьях [8, 9] и в докладе [12]. Переотложенные тиллиты в виде слоистых диамиктитов, на которые был наложен град дебриса (dropstones) от валунов до гравия и песка из айсбергов (хорлухтахская свита), накопились в нижней части рампа в глубоководном бассейне и подчеркивают тесную парагенетическую связь рифтинга и оледенения в Стертовскую эпоху. Глубоководные ледниковые отложения сменяются вверх мадстоунами (черные сланцы) постгляциального подъема уровня моря и трансгрессии (нижняя часть хайвергинской свиты), а затем карбонатно-алевролитовыми турбидитами (верхняя часть свиты) – глубоководными аналогами вероятных постгляциальных шельфовых покровных карбонатов.

Второй этап рифтинга Патомской пассивной окраины установлен по грубокластическим гравитационным отложениям глубоководного конуса выноса (брекчии, дебрисные потоки и турбидиты более 1000 м) с аркозовым материалом из кратонной суши (бугариктинская и конкундерская свиты). Этап криогенского осадконакопления завершился подъемом уровня моря и отложениями карбонатного рампа (мариинская свита).

С начальным этапом тоний-криогенского рифтинга на Саянской пассивной окраине Сибирского кратона сопоставляется нижняя континентальная и морская часть шангулежской свиты карагасской серии. Саянская пассивная окраина Сибирского кратона, в отличие от Патомской, в современном сечении лишена зоны глубоководных отложений, и рифтинг отмечен образованием речных базальных несортированных (диамиктитовых) конгломератов с признаками переотложенных ледниковых отложений. По измеренному направлению отливных течений на север отложения склона и его подножия могут быть скрыты на нижнем уровне чехла Саяно-Енисейской синеклизы. Главными обстановками Саянской окраины на первом (шангулежско-тагульском) этапе погружения были: терригенный и карбонатный шельф с фитолитовыми биогермами и песчаными волнами и приливная зона берегового склона с песчаными барами и смешанными терригенно-карбонатными отложениями (тайдилитами) прибрежной полосы. На втором этапе, после регионального перерыва и глубокой денудации карбонатной платформы (тагульская свита), в результате рифтинга образовался кластический шельфовый бассейн со штормовым режимом осадконакопления и золовым привносом тонкого кластического материала (ипситская свита). Установлена связь шельфового бассейна с глубоким океаном (апвеллинг, ипситская свита) и его вероятная одновременность с бугариктинским глубоководным конусом выноса тектонической реактивации на Патомской пассивной окраине. Такое сопоставление поддерживается корреляцией верхнеипситской карбонатной фитолитовой системы с карбонатным рампом мариинской свиты, перекрывающим бугариктинский фэн.

Начало вендского ( $\approx$  эдиакарского) этапа осадконакопления на Патомской окраине маркировано переотложенными ледниковыми отложениями эпохи Марино, представленными диамиктитами и брекчиями джемкуканской свиты [8, 9]. Ледник «сползал» с Сибирского кратона в море, и дебрис переотлагался в глубоководной обстановке Патомского бассейна брекчиевыми лавинами, гравийными дебрисными потоками и песчано-иловыми турбидитами. Гравитационное переотложение испытали также шельфовые осадки постгляциальной карбонатной платформы (покровные карбонаты), представленные известняково-доломитовыми брекчиями и дебрисными потоками (баракунская свита). На Саянской окраине с Маринонской гляциальной и карбонатной постгляциальной системами сопоставлены сложные по структуре ледниковые отложения и постгляциальные карбонаты нижней части марнинской свиты оселковой серии [10]. Оледенению предшествовал подъем Саянской окраины и ее денудация.

Вторая стадия эдиакарского (вендского) этапа осадконакопления на Патомской окраине связана с поднятием кратона и образованием в сопряженном бассейне огромного глубоководного песчано-илового конуса выноса (валухтинская свита  $\square$  2500 м). Речная транспортная система создала огромную дельту с латеральным переходом в микрофитолитовую карбонатную систему (каланчевская свита) на шельфе, которая добавляла карбонатную кластику и ил в осадки конуса выноса. Именно на этой стадии океан, по-видимому, достиг максимальной ширины: появилось геострофическое вдольсклоновое течение, переотлагавшее ил, и многочисленные оползни, эскарпы и вложенные мульды. Этой стадии на Саянской окраине седиментологически и стратиграфически соответствуют кластические штормовые отложения и микрофитолитовые банки большеайсинской пачки марнинской свиты [10].

Палеогеография резко изменилась в позднем венде (жуинская серия), что было связано с закрытием океана Протоапетус на юго-западе кратона и его преобразованием в остаточный океанический бассейн на юго-востоке кратона. Саянская пассивная окраина исчезла, и на ее месте возник передовой прогиб [10] с огромной трансконтинентальной рекой [11], знаменующий заключительную фазу образования суперконтинента Паннотия по глобальной палеогеографической реконструкции [12]. Шлейф континентальных моласс распространился до остаточного океанического бассейна, где образовалась переходная зона между континентом и открытым морем (качергатская, паршинская и жербинская свиты) [13]. На континентальном склоне окраины остаточного бассейна накапливались тонкозернистые тонкослоистые терригенно-карбонатные контуриты (никольская свита) с унимодальным направлением геострофического течения вдоль склона на восток (в современных координатах). Последующий подъем уровня океана и трансгрессия моря с востока и северо-востока предопределили появление рифовых биогермных построек и их шлейфов – брекчий и темпеститов в береговой полосе (ченчинская свита) и внутрикратонного карбонатного осадочного бассейна (тирская свита).

В раннем кембрии произошло крупное геодинамическое событие: распад в результате рифтинга суперконтинента Паннотия и образование нового Палеоазиатского или Урало-Монгольского океана [14, 15]. Осадконакопление, магматизм пассивной окраины Палеоазиатского океана представлены в Манском прогибе, а его эволюция – в Саяно-Алтайской складчатой области. На

юго-западной окраине Сибирской платформы в раннесреднекембрийских осадочных комплексах сохранились свидетельства предкембрийского регионального раскола кратона по detachmentам и образования огромного шельфового моря [1]. Этот внутриконтинентальный бассейн был ограничен с юго-запада низкой суши остаточного поднятия форланда, а на северо-востоке и востоке – зоной карбонатных водорослево-археациатовых биогермных построек. Внутрикратонный кембрийский бассейн периодически превращался во внутриконтинентальную карбонатную платформу при высоком уровне моря, а при его понижении – в эвапоритовый бассейн.

- [1] *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Neoproterozoic – Early Cambrian rifting and collisional events // *The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision* / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper, 2007. V. 423. P. 549–578.
- [2] *Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Советов Ю.К.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геологоструктурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 4. С. 502–519.
- [3] *Romanov M., Sovetov J.K., Vernikovskiy V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I.* Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // *International Geology Review*. 2021. V. 63. № 13. P. 1658–1681.
- [4] *Советов Ю.К., Хабаров Е.М., Благовидов В.В., Сараев С.В.* Рифейская дивергентная континентальная окраина Сибирского кратона (Патомское нагорье): эволюция осадочных систем и бассейнов // *Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Материалы совещания*. СПб.: Тема, 1999. С. 159–162.
- [6] *Головенко В.К.* Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 120 с.
- [7] *Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В.* и др. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.
- [8] *Chumakov N.M.* Neoproterozoic glacial events in Eurasia // *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana* / Eds. C. Gaucher, A.N. Sial, G.P. Halverson, H.E. Frimmel. *Developments in Precambrian Geology*, 2009. Elsevier, 2009. V. 16. P. 389–403.
- [9] *Чумаков Н.М.* Африканская ледниковая эра позднего неопротерозоя // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2011. Т. 19. № 1. С. 3–23.
- [10] *Sovetov J.K.* Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleoproterozoic accretionary phases // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2002. V. 4. № 5. P. 363–387.
- [12] *Sovetov J.* Mid-Cryogenian glaciation in southeastern Siberia: relation to Neoproterozoic Paleasian ocean opening // *34th International Geological Congress*. Australia, Brisbane, 2012. 12336.
- [11] *Советов Ю.К., Казак А.К., Соловецкая Л.В.* Поздневендская гигантская речная система песчано-илового типа на юго-западе Сибирской платформы: условия континентального осадконакопления во влажном климате без растительности // *Эволюция осадочных процессов в истории Земли: Материалы 8-го литологического совещания*. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2015. Т. I. С. 156–160.
- [12] *Scotese C.R.* Late Proterozoic plate tectonics and palaeogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia // *Geological Society, London, Special Publications*. 2009. V. 326. P. 67–83.
- [13] *Sovetov J.K., Moiseev S.A., Blagovidov V.V.* Evolution of the peripheral foreland basin and the Siberian craton deformation as result of Cadomian Orogeny // *33rd International Geological Congress*. Norway, Oslo, 2008. 1351570.
- [14] *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеоокеаны и движение континентов // *Природа*. 1976. С. 74–83.
- [15] *Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35 № 7–8. С. 41–58.



## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ ОЗЕРА ЧАНЫ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

П.А. Солотчин, А.Н. Жданова, Э.П. Солотчина, С.К. Кривоногов

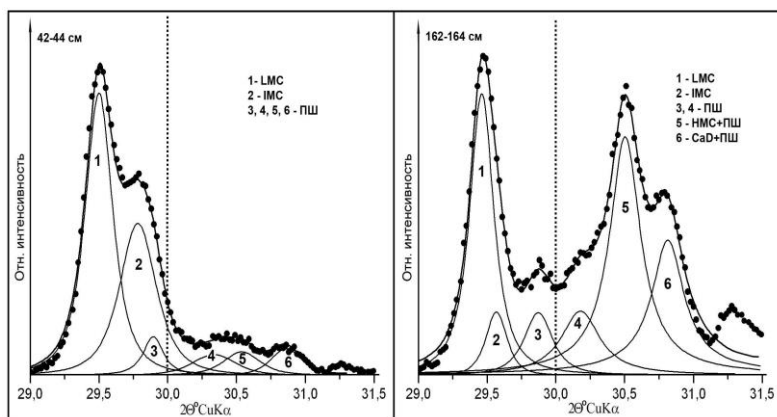
Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, paul@igm.nsc.ru

Высокая степень влияния региональных природно-климатических обстановок на осадко-накопление во внутриконтинентальных водоемах обуславливает необходимость всестороннего изучения их донных отложений при проведении палеоклиматических реконструкций. Особого внимания заслуживают летописи климатических событий голоцена, которые нужны для понимания динамики современного климата и для его прогноза. К числу наиболее информативных естественных архивов относятся осадки минеральных озер аридных и семиаридных зон, обладающие высокой чувствительностью к климатическим изменениям [1].

Объектами исследований послужили отложения озера Чаны, расположенного на юге Западно-Сибирской равнины. Это бессточный мелководный бассейн, площадь которого в настоящее время составляет около 2 тыс. км<sup>2</sup> при средней глубине ~2 м. Фактически Чаны можно считать озерной системой, включающей три почти самостоятельных бассейна – Большие Чаны, Малые Чаны и Яркуль. В свою очередь, Большие Чаны также не являются единой котловиной, а представляют собой четыре соединенных протоками плёса. Характерной особенностью Чановской системы является различная минерализация вод в разных суббассейнах, что объясняется низким водообменом между ними [2].

Изучались керны донных осадков Ярковского плёса (северо-восточный суббассейн оз. Большие Чаны, TDS ~7 г/л, мощность озерных отложений 274 см) и оз. Малые Чаны (юго-восточный бассейн системы, TDS ~1 г/л, мощность озерных отложений 290 см). Методы исследований – рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, лазерная гранулометрия, сканирующая электронная микроскопия, определение стабильных изотопов <sup>18</sup>O и <sup>13</sup>C, элементный анализ. Возраст осадков определялся методом AMS (<sup>14</sup>C) по органическому и карбонатному материалу. Высокий уровень минерало-кристаллохимических исследований обеспечен применением современных методов математической обработки XRD профилей [3].

Гранулометрический анализ кластической компоненты озерной фации показал, что в подавляющем большинстве она представлена глинистыми алевритами с различной примесью песка. В минеральном составе осадков по данным XRD анализа и ИК-спектроскопии преобладают кварц, полевые шпаты, карбонаты, в подчиненном количестве отмечаются слюда, хлорит, каолинит, пирит, гипс. Хемогенные карбонаты являются постоянными компонентами изученных отложений (до 30 % минеральной части в осадках Ярковского плёса и до 50 % – в оз. Малые Чаны) и представлены преимущественно Mg-кальцитами разной степени магнезиальности и Ca-избыточными доломитами. По содержанию MgCO<sub>3</sub> в структуре Mg-кальциты делятся на три группы: 1) низко-Mg кальциты (MgCO<sub>3</sub> <4–5 мол. %); 2) промежуточные магнезиальные кальциты (5–18 мол. % MgCO<sub>3</sub>); 3) высоко-Mg кальциты (18–43 мол. % MgCO<sub>3</sub>). Ca-избыточные доломиты характеризуются избытком CaCO<sub>3</sub> до 7 мол. % относительно стехиометрического доломита. Ранее нами было показано, что количество магнезия в природных низкотемпературных карбонатах кальцит-доломитового ряда является важнейшим индикатором обстановок их образования [3]. Установлено, что влажный климат способствует образованию низкомагнезиальных кальцитов, а его аридизация сопровождается отложением все более высокомагнезиальных разновидностей вплоть до составов Ca-доломитов. Разложение XRD профилей карбонатов на индивидуальные пики функцией Пирсона VII показало, что в образцах донных осадков оз. Чаны может присутствовать до четырех фаз (Ca, Mg)-карбонатов (рисунок). Было установлено положение максимума, интегральная интенсивность аналитического пика каждой фазы, и получены их количественные соотношения.



**Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов кальцит-доломитового ряда из осадков Ярковского плёса.** Обозначения: LMC – низкомагнезиальный кальцит, IMC – промежуточный магнезиальный кальцит, HMC – высокомагнезиальный кальцит, CaD – кальцийизбыточный доломит, ПШ – полево шпат.

На основании проведенных минералого-кристаллохимических исследований, дополненных результатами других анализов, была воссоздана история эволюции бассейна оз. Чаны в голоцене. Согласно возрастной модели, полученной для отложений Ярковского плёса, Чановская озерная система сформировалась не позднее 9100 кал. л.н. в связи с общим потеплением и гумидизацией климата Сибири в бореальном периоде. На это указывает преимущественное осаждение низкомагнезиальных кальцитов, а также изотопный состав кислорода и углерода в низах разрезов. Наступление атлантического периода ознаменовалось катастрофическим обмелением Чановского бассейна. Судя по малому количеству осадков, на протяжении всего атлантика и первой половины суббореала имели место длительные перерывы в осадконакоплении, что было обусловлено значительным иссушением климата. Во второй половине суббореального периода озеро представляло собой мелководный бассейн с повышенной минерализацией, на что указывает осаждение высоко-Mg кальцитов и Ca-избыточных доломитов (рисунок, 162–164 см) и высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ . В начале субатлантического периода происходил рост содержания низкомагнезиальных разновидностей кальцитов и почти полное исчезновение высокомагнезиальных, что говорит об увлажнении регионального климата в позднем голоцене (рисунок, 42–44 см). Присутствие небольшого количества высоко-Mg кальцитов и Ca-доломита в кровле разреза может указывать на тенденцию к аридизации климата за последние ~100 лет.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, основные аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

[1] Last W.M. Geolimnology of salt lakes // *Geosciences Journal*. 2002. V. 6. P. 347–369.

[2] Жданова А.Н., Солотчина Э.П., Солотчин П.А., Кривоногов С.К., Даниленко И.В. Минералогия осадков Ярковского плеса озера Чаны как отражение изменений климата голоцена юга Западной Сибири // *Геология и геофизика*. 2017. Т. 58. № 6. С. 856–868.

[3] Солотчина Э.П., Солотчин П.А. Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // *Журнал структурной химии*. 2014. Т. 55. № 4. С. 814–820.



## ЭТАПЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.А. Сорокин<sup>1</sup>, В.А. Заика<sup>1</sup>, А.Ю. Кадашникова<sup>1</sup>, В.А. Пономарчук<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, zaika\_v\_a\_88@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ponomar@igm.nsc.ru

Известно [1–3], что разновозрастные осадочные и магматические комплексы восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса регионально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, однако вопрос возраста проявления метаморфического события (или событий) предметно не рассматривался по причине отсутствия надежных геохронологических данных.

В данном сообщении мы приводим обзор оригинальных  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопных данных [4], полученных авторами в течение многолетних исследований.

В нашей коллекции имеются следующие образцы:

1) двадцать один образец метаосадочных пород, характеризующих разновозрастные свиты/толщи в разных террейнах;

2) шесть образцов метаосадочных пород, характеризующих вмещающие породы на месторождениях, расположенных непосредственно в пределах Монголо-Охотского пояса (Маломыр, Албын, Унгличикан, Эльга);

3) тринадцать образцов рудных метасоматитов на этих месторождениях.

В первом и втором случаях мы анализировали серицит, в третьем случае – серицит или адуляр, в зависимости от минералогического состава метасоматитов.

На основании всей совокупности результатов мы можем констатировать, что в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса проявлено четыре региональных термальных события: 172–166, 157–149, 141–135 и 133–128 млн лет.

С учетом того, что на рубеж ранней и средней юры (174 млн лет) приходится закрытие Монголо-Охотского бассейна [5–8], первое из установленных термальных событий в интервале 172–166 млн лет мы связываем с региональным метаморфизмом, обусловленным коллизионными процессами.

Три последующих термальных события – 157–149, 141–135 и 133–128 млн лет – в этой связи являются постколлизионными. При этом ни одно из этих событий не сопровождалось магматической деятельностью в пределах Монголо-Охотского пояса, что позволяет нам рассматривать тектоническую причину их проявлений в качестве основной. Два последних события – 141–135 и 133–128 млн лет – наиболее отчетливо проявлены в пределах месторождений восточной части Монголо-Охотского пояса (Маломыр, Албын, Унгличикан, Эльга) и отражают два этапа проявления рудного процесса.

Авторы благодарят сотрудника Института геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) О.Н. Белозерову за подготовку мономинеральных фракций, а также персонал Центра коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН за выполнение  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологических исследований.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002).

[1] Петрук Н.Н., Шилова М.Н., Козлов С.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-51 – Сквородино, (М-51). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

[2] Серёжников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-52 – Зeya. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2007.

[3] Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53 (Шантарские острова). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.



- [4] Sorokin A.A., Zaika V.A., Kadashnikova A.Yu., Ponomarchuk A.V., Travin A.V., Ponomarchuk V.A., Buchko I.V. Mesozoic thermal events and related gold mineralization in the eastern Mongol-Okhotsk Orogenic Belt: constraints from regional geology and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating // *International Geology Review*. 2022. P. 1–24.
- [5] Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимия, источники и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зeya-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геохимия*. 2017. № 2. С. 127–148.
- [6] Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Research*. 2020. V. 81. P. 58–78.
- [7] Yi Z., Meert G.A. Closure of the Mongol-Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: Reconciliation of paleomagnetic and geological evidence // *Geophysical Research Letter*. 2020. V. 47. № 15. e2020GL088235.
- [8] Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Геохимические особенности метаосадочных пород, источники кластического материала и тектоническая природа мезозойских впадин северного обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61. № 3. С. 357–377.



## ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДОКС-УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В АККРЕЦИОННЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНАХ

Ю.В. Талтыкин, Е.А. Коновалова

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, taltykin@mail.ru

Окислительно-восстановительные условия (редокс-условия) кристаллизации магматических тел в земной коре, как правило, определяют металлогеническую специализацию рудного объекта. Основным параметром, определяющим эти условия, является фугитивность кислорода  $fO_2$ . В зависимости от коэффициента окисленности или от значений магнитной восприимчивости (**MS**) все магматические породы (по крайней мере, от кислых до основных) можно отнести к ильменитовой (ИС – восстановленные условия кристаллизации) или магнетитовой (МС – окисленные условия кристаллизации) серии [1]. Так, оловянные и олово-вольфрамовые месторождения и рудопроявления связаны только с магматитами ильменитовой серии. Золотомедные и особенно медно-порфировые месторождения приурочены в большинстве случаев к породам магнетитовой серии. Региональные зоны распространения магматических образований МС и ИС в Циркум-Пацифике представлены в работе [2].

Исследования зональности редокс-условий кристаллизации магматических пород в Сихотэ-Алинском орогенном поясе (САОП) под руководством Л.Ф. Мишина проводятся уже более 30 лет. На данный момент построена схема распространения пород ильменитовой и магнетитовой серий в САОП [3]. В ее основе лежат материалы, полученные Л.Ф. Мишиным при составлении Тектонической карты области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов М 1:1 500 000. Все магматические образования на ней разделены на три группы: окисленные, восстановленные и нерасчлененные. Работа выполнена на основании обобщений отдельного определения  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  в магматических породах при геологических съемках масштаба 1:50 000, 100 000, 200 000. Кроме того, за последнее десятилетие были проведены комплексные исследования магматических пород для разделения ильменитовой и магнетитовой серий. Работы включали в себя определение **MS** более 500 образцов, а также профильные и площадные измерения на обнажениях конкретных магматических тел. В лабораторных условиях проводился силикатный анализ, определение железистости темноцветных минералов, отдельное определение  $FeO$  и  $Fe_2O_3$ , определение веса и состава магнитной фракции. Все это позволило не только уточнить границу между ИС и МС, но и обнаружить массивы, имеющие одновременно как ильменитовую, так и магнетитовую часть.

Изучение редокс-зональности в САОП позволило нам сделать вывод о том, что окислительно-восстановительные условия кристаллизации магматических пород не зависят от петрологического состава, глубины кристаллизации и времени образования магматического тела (по крайней мере, во временном интервале орогенного развития, для САОП это готерив – палеоцен) [3]. Редокс-потенциал среды **Eh** в общем случае является тензором и определяется, в первую очередь, фугитивностью кислорода. Чаще используют безразмерный параметр  $lg fO_2$ , который может находиться в пределах от 0 до –50 и ниже. Нас в первую очередь интересует не само абсолютное значение фугитивности кислорода, а так называемые геохимические окислительно-восстановительные буферы кварц-фаялит-магнетит (**FQM**) и никель – оксид никеля (**NiNiO**). Эти буферы расположены вблизи друг от друга. При  $fO_2$  ниже буфера **FQM** (низкая летучесть кислорода) железо находится в двухвалентном состоянии, кристаллизация магматического раствора происходит в восстановительных условиях. При  $fO_2$  выше буфера **FQM** (или **NiNiO**) (высокая летучесть кислорода) железо переходит в трехвалентное состояние, кристаллизация идет в окислительных условиях. Сами буферы являются функцией температуры и давления. Но давление оказывает лишь незначительное влияние на эти буферные кривые для условий в земной коре. По аналогии с температурным полем (существующим в любой точке пространства), имеющим положительный и отрицательный фон (относительно точки замерзания воды) мы вводим понятие

**редокс-фона.** Редокс-фон может быть окислительным или восстановительным (относительно буфера **FQM**). Наши исследования позволили выделить несколько градаций редокс-фона в зависимости от масштабов его распространения: глобальный, связанный с дегазацией ядра и мантии; региональный, в зонах конвергентных окраин он определяется, в первую очередь, взаимным расположением континентальной и океанической плит [4]; локальный, когда, например, в зоне распространения пород ИС возникает массив МС; микролокальный, в породах ильменитовой серии были обнаружены небольшие участки (диаметром до 0.5 м) с повышенной **MS**.

Поскольку зональность редокс-условий в Циркум-Пацифике, и в САОП в частности, носит региональный характер, геологические процессы, определяющие эту зональность, должны быть также региональными. Связи с плюмами мы пока не нашли, зато прослеживается связь с субдукцией. Модель возникновения ильменитовых и магнетитовых зон приведена в работе [4]. Она не только описывает особенности распределения редокс-зон в САОП и на Аляске, но также объясняет доминирование магнетитовых пород на западном побережье Америки в Кордильерах и Андах. Также мы рассматриваем коллизионные орогены как комбинацию аккреционных. По схеме, использованной Л.Ф. Мишиным при работе над Тектонической картой Карсакова-Чжао (2001), были построены схемы редокс-зональности западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса [5] и магматических поясов Восточной Якутии [6]. Особенности развития САОП позволили нам сделать вывод: редокс-фон, существующий при орогенезе, не только влияет на редокс-условия кристаллизации магматических тел, но и определяет редокс-состояние гранитно-метаморфического слоя при превращении океанической коры в континентальную. В дальнейшем этот слой сам участвует в формировании редокс-условий в земной коре.

К сожалению, наши попытки построить схему редокс-зональности восточного сектора Центрально-Азиатского орогенного пояса (зона Солонкерского шва) пока не увенчались успехом. Это, в первую очередь, связано с длительной (начиная с докембрия) и очень сложной геодинамической обстановкой [7]. Наличие коллажа кратонных блоков, их взаимодействие между собой с возникновением и схлопыванием зон субдукции не позволяют выделить значимые региональные аномалии редокс-условий кристаллизации магматитов. К этому можно добавить отсутствие данных по магнитной восприимчивости и коэффициенту окисленности железа. Отсутствие значимых оловорудных провинций в регионе говорит о наличии магматических пород преимущественно магнетитового ряда. Ильменитовые массивы являются, видимо, локальными структурами [8].

- [1] *Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geology*. 1977. V. 27. P. 293–305.
- [2] *Ishihara S.* Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts // *Resource Geology*. 1998. V. 48. № 4. P. 219–224.
- [3] *Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В.* Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алинского орогенного пояса // *Тихоокеанская геология*. 2020. Т. 39. № 3. С. 51–67. doi: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-51-67.
- [4] *Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А.* Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алинского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 2020. № 4. С. 24–38. doi:10.34078/1814-0998-2020-4-24-38.
- [5] *Мишин Л.Ф., Кириллова Г.Л., Меркулова Т.В., Коновалова Е.А.* Окислительные условия формирования постколлизионного магматизма и металлогении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса // *Тихоокеанская геология*. 2019. Т. 38. № 4. С. 3–12. doi:10.30911/0207-4028-2019-38-4-3-12.
- [6] *Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В.* Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 3. С. 260–280. doi:10.31857/S0869590322030050.
- [7] *Wan T.* The tectonics and metallogenesis of Asia. Singapore: Springer, 2020. 319 P. doi:10.1007/978-981-15-3032-6.
- [8] *Shi Y., Liu Z., Liu Y., Shi S., Wei M., Yang J., Gao T.* Late Paleozoic – Early Mesozoic southward subduction-closure of the Paleo-Asian Ocean: Proof from geochemistry and geochronology of Early Permian – Late Triassic felsic intrusive rocks from North Liaoning, NE China // *Lithos*. 2019. V. 346–347. 105165. doi:10.1016/j.lithos.2019.105165.



## ПРИРОДА ДИЗЬЮНКТИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК ЕЕ КВАЗИПЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ В МЕНЯЮЩЕМСЯ ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Т.Ю. Тверитинова

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,  
tvertat@yandex.ru

Неотъемлемым свойством земной коры является разномасштабная делимость – существование в ней блоков разного размера, разделенных поверхностями раздела – в общем случае дизъюнктивными структурами, – от мелкой трещиноватости до крупных региональных разломов. Ориентировка дизъюнктивов может быть различной. В земной коре среди дизъюнктивов преобладают крутопадающие структуры. В то же время слоистое строение Земли в целом и отдельных ее оболочек в частности также отражает своеобразную делимость планеты – наличие субгоризонтальных литопластин [1]. Нарастание континентальной коры и рост континентов, а также их последующая деструкция происходят за счет развития как крутых, так и пологих дизъюнктивов при разномасштабных относительных перемещениях литопластин или их блоков. Этими процессами охвачена вся земная кора и литосфера в целом. Вероятно, роль процессов дифференцированного латерального перемещения, сопровождаемого деформациями слоев и перемешиванием материала, в более глубоких горизонтах не только не уменьшается, но, возможно, и увеличивается.

Геологические исследования подтверждают крупномасштабные тектонические перемещения при заложении осадочных бассейнов, их развитии и формировании на их месте орогенов. Величины относительных перемещений разномасштабных блоков сопоставимы с размером изучаемых структур. Сквозная повсеместная делимость земной коры предполагает возможность осуществления относительных перемещений во всем ее объеме. Это значит, что нет «застывших» породных массивов. Практически все дизъюнктивные структуры характеризуются наличием кинематических признаков относительного перемещения разделяемых блоков. Структурно-кинематический анализ позволяет определять тектонодинамические условия смещений по дизъюнктивам, т.е. определенные параметры напряженно-деформированного состояния породных массивов. Результаты структурного анализа указывают на сложный, но закономерный характер тектонической деформации в меняющихся полях напряжений.

Изучение породных массивов проводится главным образом на уровне минидизъюнктивов, т.е. трещиноватости. Среди структур разрушения, указывающих на деформацию, – структуры отрыва, скола и сжатия. Наиболее информативны структуры со следами смещений – зеркала скольжения. Статистический анализ зеркал скольжения (вместе с другими кинематическими индикаторами) позволяет не только определять ориентировку эллипсоидов напряжений (по методам парагенетического [2], кинематического [3] или катакластического [4] анализа), но и результат деформирования – удлинение или укорочение породных массивов – за счет суммарного эффекта относительного перемещения блоков. Несмотря на то, что перемещения по отдельным дизъюнктивам трещинного уровня незначительны, общий деформационный эффект может быть существенным [5]. Все эти перемещения осуществляются совместно по всему объему породных массивов, т.е. представляют собой квазипластическую (катакластическую) деформацию породного массива – его своеобразное течение. В условиях напряженного состояния направление течения соответствует, в первую очередь, ориентировке оси растяжения, указывая на направление удлинения массивов. Но и ориентировка оси сжатия также отражает направление течения в зонах поперечного сокращения геологических объектов.

В условиях напряженного состояния квазипластическое (катакластическое) течение породных массивов осуществляется непрерывно. По результатам структурно-кинематического анализа зеркал скольжения и других кинематических индикаторов в пространстве выявляются

неоднородные условия деформирования, указывающие на смену типов полей напряжений от места к месту – по латерали и вертикали. Каждому полю напряжений соответствует свой парагенезис структур, характеризующийся закономерным структурным рисунком с закономерным распределением направлений перемещений по дизъюнктивам. Часто в одном месте структурно-кинематический парагенетический анализ позволяет выявлять наличие не одного, а двух и более структурных парагенезисов, что означает сохранность в породных массивах нескольких деформационных событий, т.е. определенную последовательность деформаций.

Логично предположить, что лучше сохраняются следы наиболее поздних этапов деформаций в породных массивах, а более ранних – затушевываются. Именно на этих постулатах основаны методики структурно-кинематического [2], кинематического [3] и катакlastического [4] анализа и реконструкции полей напряжений.

Распределение разновозрастных комплексов пород и особенности их деформаций позволяют устанавливать основные этапы деформирования, связанные с формированием региональных структур: заложение осадочного бассейна, складчато-разрывные деформации при формировании на его месте орогена, влияние процессов магматизма, перемещения по региональным разломам. Регионы проходят не один этап деформаций, повторно подвергаясь процессам тектономагматической активизации, наложенного рифто- или дейтероорогенеза. Каждый деформационный этап осуществляется не только за счет изменения региональных структур, но и за счет формирования сложной системы трещиноватости различного кинематического типа. Насколько же в породных массивах сохраняются следы деформаций на уровне трещинных структур? На этот вопрос может дать ответ только изучение трещиноватости, выявление среди трещин разновозрастных парагенетических семейств и восстановление последовательности их формирования.

Результаты кинематического анализа трещиноватости указывают на значительную степень вариации напряженно-деформированного состояния породных массивов во времени и в пространстве [6]. Процесс смещений по трещинам осуществляется повсеместно с разной скоростью, в зависимости от тектонической активности региональных структур, которая в основном сосредоточена в зонах региональных и глобальных разломов (на границах литосферных плит). Максимальных величин она достигает на конвергентных границах в условиях субдукции и масштабной коллизии при формировании орогенов. При этом поля напряжений и деформаций быстро изменяются как по латерали, так и по вертикали, что находит свое отражение в распределении трещиноватости различного кинематического типа.

Все изложенное позволяет утверждать, что фиксируемые в породных массивах трещины различного кинематического типа представляют собой результат наиболее поздних деформационных событий, имевших место в том или ином регионе.

При этом не нужно забывать влияние исходной структурной анизотропии геологических объектов на распределение мелких дизъюнктивных структур. Главная структурная анизотропия геологических объектов связана с формированием региональных структурных планов. Конвергентные процессы в литосфере ведут к структурной упорядоченности глобальных и региональных структурных рисунков. Вместе с тем процессы квазипластического течения горных масс в значительной мере усложняют структурную ситуацию. Но в зонах интенсивного сжатия происходит дополнительная линейаризация структур и подчеркивание главных структурных планов. Выжатый же из зон сжатия материал нагнетается в зоны геодинамических убежищ, и при этом структурные рисунки оказываются значительно более сложными, отражая процессы квазипластического катакlastического течения горных масс. Этот процесс проявляется на разных структурных уровнях – от локальной трещиноватости до планетарных складчатых поясов типа Центрально-Азиатского. Максимальная структурная неоднородность пояса возникла в условиях закрытия Палеоазиатского океана в конце палеозоя. При этом деформации происходили в условиях квазипластического течения на уровне региональных структур типа островных дуг и микроконтинентов, складывающихся при закрытии разделяющих их бассейнов в сложный тектонический коллаж. В течение мезокайнозоя пояс испытывал преимущественно квазипластическую деформацию уже как единое целое путем относительных перемещений по региональным разломам с участием крутопадающих преимущественно сдвиговых и пологих структур покровного типа. Перемещение по региональным разрывам сопровождалось формированием в породных массивах трещиноватости различного кинематического типа, т.е. проявлением квазипластического течения на региональном и локальном структурном уровне во всем объеме литосферы. Вероятно, этот процесс имел не менее масштабный результат, чем перемещения по региональным разрывам.

В течение мезокайнозоя интенсивные тектонические импульсы, сопровождающиеся магматическими процессами или чередующиеся с ними, неоднократно повторялись, мигрируя в пространстве в зависимости от распределения литосферных блоков и концентрируясь в основном на их границах. Тектономагматические процессы, как и квазипластическое течение породных массивов, проявлялись не только в активных зонах, но и на удалении от них, отражая своеобразную миграцию деформаций. Этот процесс мог носить волновой характер, что убедительно показал на примере изучения кинематической трещиноватости О.И. Гущенко [6].

Таким образом, природа дизъюнктивных деформаций земной коры – это ее квазипластическое течение в меняющемся во времени и пространстве поле тектонических напряжений.

- [1] *Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифионов В.Г.* Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 3–13.
- [2] *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Наука, 1987. Ч. 2. С. 173–235.
- [3] *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля деформаций и напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
- [4] *Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // ДАН. 2003. Т. 388. № 2. С. 237–241.
- [5] *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю.* О выявлении некоторых параметров тектонической деформации по результатам статистического геолого-кинематического исследования малых дизъюнктивов // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова Думка, 1991. С. 204–211.
- [6] *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.



## НОВООБРАЗОВАННЫЕ И УНАСЛЕДОВАННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Т.Ю. Тверитинова, В.Б. Шмакин

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, tvertat@yandex.ru

Байкальская рифтовая система (БРС) – это кайнозойская структура, нарушающая древний докембрийский фундамент в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы (далее – регион). Отображением БРС в современной структуре является Байкальская горная область, или ороген (БГО). Она обрамляется Восточно-Саянским орогеном (ВСО) – с запада и Забайкальской горной областью (ЗГО) – с востока.

В современной структуре региона присутствуют разноориентированные структурные планы, выраженные разновозрастными складчатыми и разрывными деформациями. При этом новейшие структуры естественно используют и наследуют исходные структурные неоднородности. Главная активная структура БРС, ее «ядро» – Байкальская рифтовая зона (БРЗ) – является фрагментом границы Евразийской плиты с Амурской. На удалении от БРЗ современные деформации в целом ослабевают.

Анализ складчатых и разрывных структур выявляет существование в регионе четырех основных структурных планов – структур определенных ориентировок. Три из них являются исходными, сформированными до становления БРС.

В ВСО преобладают северо-западные структурные направления ( $315\text{--}335^\circ$ ), в БГО – северо-восточные ( $45\text{--}65^\circ$ ); второстепенную роль играют ортогональные [1].

Складчатые и разрывные структуры **субмеридиональной ориентировки** наиболее древние и потому второстепенны; они формировались в раннем рифее. Меридиональные разломы и линеаментные зоны относительно редки. Широтные разломы концентрируются в зонах влияния Тункинского и Верхнеангарского (далее к востоку – Северо-Станового) структурных швов.

На основании статистического анализа складчатости установлено, что структурный план **северо-восточной ориентировки** БГО формировался в карельскую (докембрий), раннепалеозойскую (раннекаледонскую) (для палеозоя) и мезозойскую фазы складчатости. Разломы СВ простираются наиболее ярко выражены среди дизъюнктивных структур региона. Они пронизывают всю Байкальскую и Забайкало-Охотскую складчатые области и широко развиты в чехле Сибирской платформы.

Складчатые структуры **северо-западного простираения** в допалеозойских комплексах являются байкалидами, в палеозойских – герцинидами. В совокупности эти структуры образуют сложно построенную, местами «скрытую», но явно трансрегиональную глубинную систему, в пределах влияния которой карельские, байкальские и каледонские структурно-вещественные комплексы испытали тектономагматическую активизацию позднепалеозойского (герцинского) возраста.

Главным структурным планом собственно БРС в альпийскую эпоху является **северо-северо-восточный**. Основную структуру БРЗ составляют активные разломы неоген-четвертичного возраста, имеющие унаследованные ориентировки, с преобладанием разломов ССВ, СВ и широтной ориентировки и меньшим значением разломов СЗ и меридионального простираения [2].

Краевые сегменты БРЗ имеют, как известно, субширотную ориентировку. Тункинский сегмент характеризуется преобладанием ортогональных систем (меридиональные впадины и зоны позднекайнозойского магматизма в широтной зоне), Верхнеангарский – системой впадин СВ ориентировки в широтной зоне. Центральный Байкальский сегмент СВ простираения образован системой впадин ССВ ориентировки.

В целом кинематический и тектонодинамический анализ современных дизъюнктивных структур указывает на главенствующую роль в их формировании **сдвиговых полей напряже-**

ний с СЗ и субширотной ориентировкой осей растяжения и с СВ и субмеридиональной – сжатия. Условия растяжения сменялись кратковременными импульсами сжатия.

Верхнеангарский сегмент является левосдвиговой широтной зоной с формированием пулл-апартовых впадин СВ простирания (СЗ растяжения). Байкальский сегмент является левосдвиговой зоной СВ ориентировки с формированием пулл-апартовых субмеридиональных впадин (ССВ ориентировки) (субширотного растяжения). Тункинский сегмент является правосдвиговой широтной зоной с формированием пулл-апартовых впадин субмеридиональной ориентировки. На этом участке проявлено влияние правосдвиговых смещений по Главному Саянскому разлому [3].

Вся система разрывных нарушений в районе БРС подчеркнута системами линеаментов. В районе Саянского орогена четко проявлена система СЗ простирания, Байкальского орогена – преимущественно СВ и субмеридионального. Линеаменты СВ ориентировки четко определяются и к западу от БРС, уже в пределах платформы. По распределению четвертичных отложений здесь выделяется закономерная система узких долин рифтового типа, т.е. система впадин СВ ориентировки характерна не только для узкой зоны БРС, она развита гораздо шире.

Следует обратить внимание, что в современной структуре БРЗ, особенно Центрального Байкальского сегмента, объективно не наблюдаются традиционно изображаемые плавные переходы между разрывными нарушениями и линеаментами той или иной ориентировки (рис. 1, 2). Налицо наложение структурных планов предположительно в следующей возрастной последовательности:

ВСВ (70–75°) – СВ (48–52°/315–325°) – ССВ (36–40°/290–300°).

На эту кинематическую картину явно наложено активное воздымание изометричного Северо-Байкальского свода, являющегося явно наиболее молодой структурой, нарушающей более ранние неогенового возраста. Это явление, как и деление БРС на сегменты, может быть связано с воздыманием Баргузинского батолита.

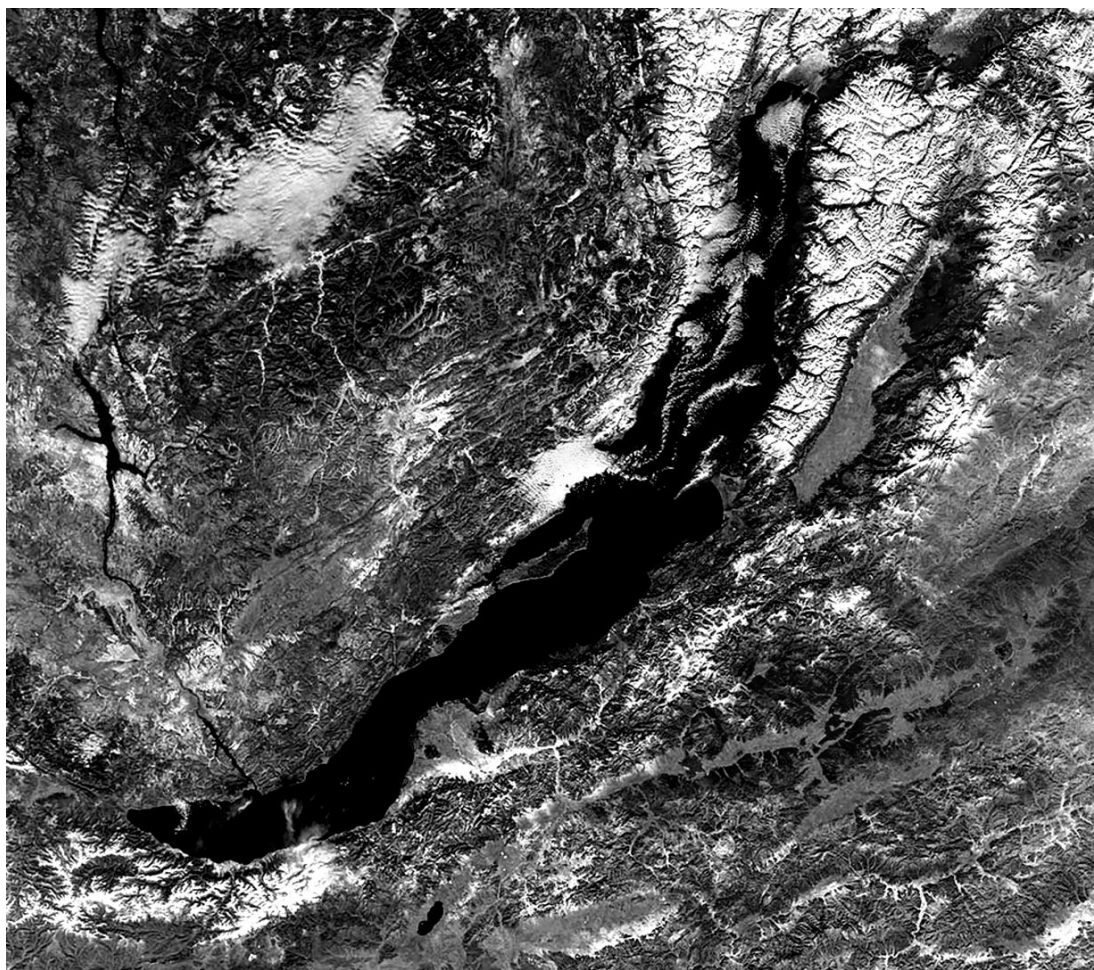
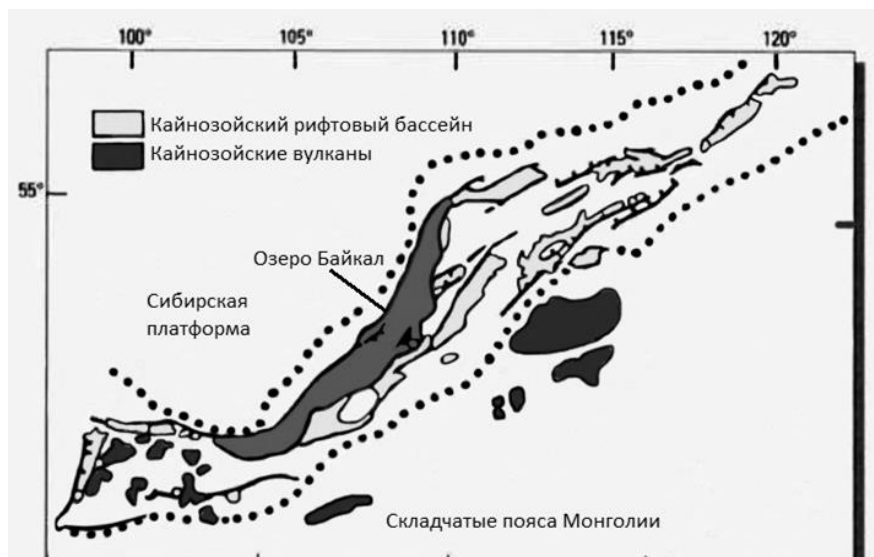


Рис.1. Космический снимок БРЗ (ноябрь 2021г.).





**Рис. 2.** Стандартная схема неотектонического районирования БРС ([https://ru.wikipedia.org/wiki/Байкальская\\_рифтовая\\_зона](https://ru.wikipedia.org/wiki/Байкальская_рифтовая_зона)).

Таким образом, можно считать БРЗ неоген-четвертичной левосдвиговой структурой ВСВ ориентировки с формированием пулл-апартовых впадин СВ и субмеридиональной ориентировки вдоль границы Сибирского кратона и Забайкальского блока, которое сопровождалось вращением основных направлений деформаций и напряжений, а возможно, и самих структур, против часовой стрелки, на  $40\text{--}45^\circ$  за счет поворота Забайкальского блока по часовой стрелке.

- [1] *Тверитинова Т.Ю.* Современный структурный план Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. Т. 2. С. 114–116.
- [2] *Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Тектоническое строение, напряженное состояние и геодинамика рифтовых впадин Прибайкалья // Геотектоника. 2010. № 3. С. 525–539.
- [3] *Корчемагин В.А., Павлов И.О.* Поля напряжений и кинематика разрывов зоны Главного разлома Восточного Саяна // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 269–275.



## БИОГЕОГРАФИЯ КОНОДОНТОВ ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Т.Ю. Толмачева

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

В основу всех известных палеогеографических реконструкций раннего палеозоя заложены палеомагнитные исследования и биогеография фауны, главным образом трилобитов и брахиопод [3]. Биогеографическое районирование этих бентосных групп основывается на эндемичных таксонах, распространение которых ограничено возможностью их пелагических личиночных стадий пересекать глубоководные бассейны. Только в последние десятилетия появляются данные по биогеографии пелагических фаун, распространение которых контролируется температурой поверхностных вод, соленостью, освещенностью и притоком питательных веществ, т.е. параметрами, больше связанными с климатом и океанической циркуляцией.

Одной из наиболее распространенных и стратиграфически значимых пелагических групп в палеозое являются конодонты, которые, появившись в среднем кембрии, достигли максимального таксономического разнообразия к концу раннего ордовика. Несмотря на достаточно высокий современный уровень изученности конодонтов, их биогеографические построения оставались спорными и не использовались в палеогеографических реконструкциях. Причина этого – неустановленная биологическая принадлежность и образ жизни этой фауны, а также сильная биофациальная дифференциация, т.е. принципиально разный таксономический состав одновозрастных конодонтовых комплексов в мелководных и глубоководных отложениях.

Прорывом в этом развитии биогеографии конодонтов стало их изучение из глубоководных кремнистых отложений ордовика Урала, Австралии и Казахстана [4, 7, 9]. Было установлено, что виды, обитавшие в глубоководных обстановках, имеют космополитное распространение и встречаются в широком спектре фаций – от глубоководных до относительно мелководных – на всех палеоконтинентах. Их географическое распространение, так же как и граптолитов и хитинозой, не связано с палеогеографическим положением палеобассейнов, а определялось только глобальной климатической зональностью Земли.

В то же время таксономический состав мелководноморских фаун конодонтов зависит от географического расположения палеоконтинентов. Эти фауны представлены эндемичными и регионально-эндемичными таксонами, которые наиболее многочисленны в отложениях изолированных и крайне мелководных палеобассейнов. По мере увеличения глубоководности фаций они смешиваются с пелагическими формами конодонтов и встречаются все в меньших количествах. Биогеографическая приуроченность мелководноморских фаун определяется на качественном уровне по отдельным эндемичным таксонам – чем больше в разрезах общих мелководных форм, тем в палеогеографическом отношении ближе палеобассейны. Контрастность мелководных комплексов указывает на существование палеогеографических барьеров – суши или обширного глубоководного бассейна.

Согласно всем существующим глобальным реконструкциям, континенты в ордовике располагались большей частью в Южном полушарии Земли на значительном удалении друг от друга [8, 10]. Последнее следует из экстремально высокой биогеографической дифференциации бентосной фауны на протяжении нижнего и среднего ордовика. Однако палеогеографические реконструкции разных авторов отличаются меридиональным расположением палеоконтинентов, расстояниями между ними, положением и направлениями перемещения отдельных континентальных блоков. Так, разногласия существуют в палеогеографических реконструкциях раннего палеозоя континентальных блоков южного и северного складчатого обрамления Сибирской платформы, Верхояно-Чукотской складчатой области и западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (например [1, 2, 6]). Используемые в палеогеографических реконструкциях этих регионов биогеографические характеристики бентосной фауны спорны из-за ее общей слабостью изученности и несогласованности определений в разных местонахождениях.

К настоящему времени ордовик Сибирской платформы и ее обрамления, северо-востока России, Монголии и Казахстана достаточно хорошо охарактеризован конодонтами. Сведения по этой группе фауны, а также установленные принципы ее биогеографического районирования дают биогеографические данные для оценки палеогеографических реконструкций региона для ордовикского времени.

Значительная часть ордовикских толщ, откуда известны конодонты, является глубоководной. Это некоторые разрезы п-ва Таймыр (грустнинская и весеннинская свиты), Монголии и Казахстана, Селенняхского кряжа (волчинская и калычанская свиты), хр. Сетте-Дабан, Омудевских гор (разрез Мирный, каньонская и падунская свиты), о. Беннета. В этих местонахождениях преобладают виды широкого географического положения, не имеющие отчетливой биогеографической характеристики. Биогеографическая интерпретация таких конодонтовых комплексов не очевидна и базируется только на единичных мелководноморских таксонах.

Мелководноморские комплексы конодонтов были изучены автором на Сибирской платформе (разрез на р. Мойеро), в Верхнекаларском грабене (воротнинская, наледнинская и устьналеднинская свиты), в Горном Алтае (воскресенская свита), на п-ве Таймыр (толмачевская и мутнинская свиты), о. Котельном (малодирин-айанская и терютехская свиты), в части разрезов Казахстана и Северной Киргизии.

Исследования последних лет были сфокусированы на изучении ордовикских конодонтов Сибирской платформы из разреза на р. Мойеро. Эти фауны, которые традиционно выделяются в отдельную Сибирскую биогеографическую провинцию, имеют крайне высокий уровень эндемизма, препятствующий межрегиональной корреляции стратиграфических границ. Сопоставление фауны и собственно определение возраста толщ возможны только на уровнях редких событий углубления бассейна и появления пелагических таксонов. В то же время присутствие типичных «сибирских» форм в разрезах складчатого обрамления Сибирской платформы и других континентальных блоках говорит об их палеогеографической близости к Сибирскому палеоконтиненту.

Сибирские эндемичные таксоны (*Acanthocordylodus*, *Acanthodina* и др.) присутствуют в разрезах ордовика Верхнекаларского грабена, п-ва Таймыр и северо-востока Сибири (Селенняхский кряж, хр. Сетте-Дабан, Омудевские горы), указывая на достаточно устойчивые связи этих палеобассейнов с эпиконтинентальным бассейном Сибирской платформы. На Чукотке, на Аляске [5], так же как и на о. Котельном, встречаются единичные сибирские таксоны, в том числе «*Belodina*» *repens* Moskalenko. В то же время в ордовике Горного Алтая типичные представители сибирской фауны до сих пор не обнаружены, что говорит о существовании в ордовике возможных палеогеографических барьеров, отделяющих этот регион от палеобассейнов Сибири.

В Казахстане единичные сибирские формы «*Acodina*»? *bifida* Abaimova были встречены в маматской свите Восточного Казахстана [9]. Однако в целом мелководноморские конодонтовые фауны Казахстана обособлены в биогеографическом отношении и содержат, по крайней мере, пять эндемичных видов, один из которых – *Naimanodus degtyarevi* – характерен также и для Горного Алтая. В то же время присутствие видов широкого географического распространения *Serratognathus*, *Aurilobus leptosomatus*, *Semiacontiodus*? *assymmetricus*, *Panderodus*? *nogami*, *Scolopodus*? *mufushanensis* указывает на большую палеогеографическую близость Казахстана к континентальным блокам Восточной Гондваны, в первую очередь к Северному Китаю и Тариму, чем к Сибирской платформе.

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 20-17-00198.

- [1] Каныгин А.В., Гонга Т.В., Тимохин А.В. Пространственное положение Сибирской платформы и кратонных террейнов ее складчатого обрамления в палеозое по палеонтологическим и геологическим данным // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 447–467.
- [2] Толмачева Т.Ю. Биостратиграфия и биогеография конодонтов ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014. Т. 356. 264 с.
- [3] Cocks L.R.M., Fortey R.A. Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain // Journal of the London Geological Society. 1982. V. 139. P. 465–478.
- [4] Dubinina S.V., Ryzantsev A.V. Conodont stratigraphy and correlation of the Ordovician volcanogenic and volcanogenic sedimentary sequences in the South Urals // Russian Journal of Earth Sciences. 2008. V. 10. P. 1–31.
- [5] Dumoulin J.A., Harris A.G., Repetski J.E. Carbonate rocks of the Seward Peninsula, Alaska: Their correlation and paleogeographic significance // Geological Society of America Special Paper. 2014. 506 p.

- [6] *Metelkin D.V., Chernova A.I., Matushkin N.Yu., Vernikovskiy V.A.* Early Paleozoic tectonics and paleogeography of the Eastern Arctic and Siberia: Review of paleomagnetic and geologic data for the De Long Islands // *Earth-Science Reviews*. 2022. 231 p.
- [7] *Percival I.G.* Biotic Characteristics of Ordovician Deep-Water Cherts from Eastern Australia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. V. 367–368. P. 63–72.
- [8] *Scotese C.R.* Plate tectonic evolution during the last 1.5 billion years: the movie. PALEOMAP Project Report. 2018. 74 p.
- [9] *Tolmacheva T.Yu., Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V.* Ordovician conodont biostratigraphy, diversity and biogeography in deep-water radiolarian cherts from Kazakhstan // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2021. V. 578. 110572.
- [10] *Torsvik T., Cocks R.* *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge: Cambridge University Press, 2017. 317 p.



## МУЛЬТИТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА КАК ЛЕТОПИСЬ ЭВОЛЮЦИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕНА

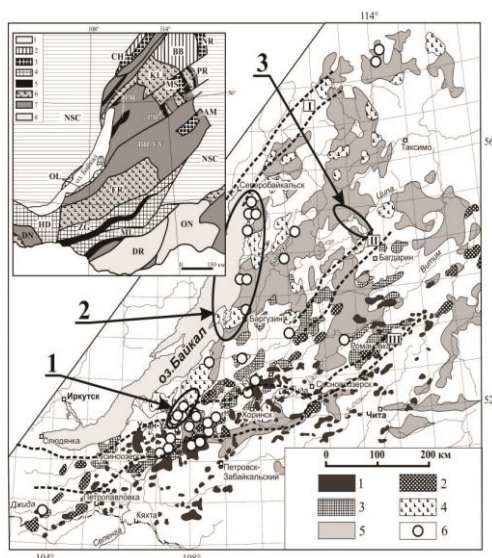
А.В. Травин<sup>1</sup>, М.М. Буслов<sup>1</sup>, Ю.А. Бишаев<sup>1</sup>, А.А. Цыганков<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, tsygan@gin.bsnet.ru

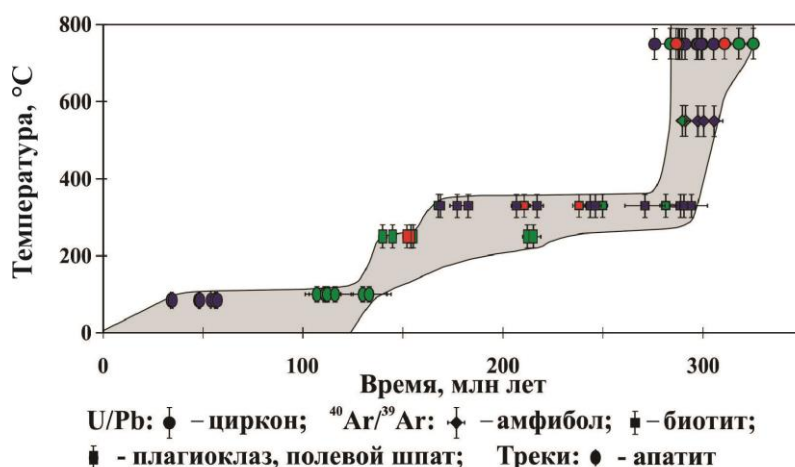
При реконструкции эволюции орогенов, к числу которых относится мезозойский Монголо-Охотский ороген, наряду с прямыми исследованиями осадочных комплексов, активных разломов и форм рельефа [1], представляется перспективным изучение термической истории магматических пород с использованием комплекса методов, характеризующихся различными температурами закрытия [2, 3], от U/Pb датирования по циркону (температура закрытия  $T_c \sim 900$  °C),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования по полевым шпатам, слюдам, амфиболам ( $T_c$  от 200 до 550 °C) до трекового датирования по апатиту ( $T_c \sim 100$  °C). Это позволяет проследить этапы, соответствующие как глубинам формирования пород, так и стадиям их вывода к земной поверхности.

Такой мультисистемный подход использован нами для изучения термической эволюции позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (АВБ), расположенного в мезозое на юго-восточной окраине Северо-Азиатского континента в его забайкальском сегменте. С целью выявления влияния мезозойских тектонотермальных событий на термическую историю пород АВБ, а также реконструкции истории их вывода к поверхности рассмотрены результаты комплексного U/Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и трекового датирования образцов, соответствующих первично-магматическим парагенезисам баргузинского, чивыркуйского комплексов батолита на трех ключевых участках (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема расположения герцинских гранитоидов Забайкалья [4, 5]. 1 – щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты (раннекуналейский и позднекуналейский комплексы); 2 – шохонитовая интрузивная серия (монзонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс); 3 – переходные, от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (заянский комплекс); 4 – высококальциевые известково-щелочные кварцевые монзонитоиды, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс); 5 – известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит); 6 – в кружках – места отбора проб на U/Pb датирование. Черными эллипсами показаны рассмотренные в данной работе участки: 1 – Зеленогривский, 2 – полуостров Святой нос, Чивыркуйский залив и восточный берег оз. Байкал, 3 – Баунтинский участок.

По данным [4, 5], специфика позднепалеозойского магматизма Забайкалья определялась совмещением низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. Становление гранитных интрузий региона на глубинах 13–20 км произошло 340–320 млн лет назад на коллизионной (10 %) и 310–280 млн лет назад – на постколлизионной (90 %) стадии развития территории [4, 5, 6–8]. В дальнейшем, в мезозое, по данным [1, 3, 9–14 и др.], Северо-Азиатский континент, включая и рассматриваемый забайкальский сегмент, претерпел интенсивную тектоническую реактивацию (начавшуюся около 160 млн лет назад), связанную с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией с Северо-Китайским континентом. В результате был сформирован мезозойский Монголо-Охотский складчатый пояс, сутурная зона которого протягивается на расстояние свыше 3000 км от Центральной Монголии через Забайкалье, Восточную Монголию и Приамурье до Охотского моря. Сводка опубликованных [15, 16] и новых данных изотопного и трекового датирования приведена на термохронологической диаграмме (рис. 2).



**Рис. 2.** Реконструкция термической истории гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Цветом выделены образцы Зеленогровского (зеленый), Баунтинского (красный), а также полуострова Святой Нос и восточного берега озера Байкал (синий).

Важно заметить, что для гранитоидных пород всех изученных участков реконструируется практически одинаковая термическая история. На основании закрытия изотопной системы амфиболов и биотитов практически сразу после формирования гранитоидных пород баргузинского, чивыркуйского комплексов 320–290 млн лет назад произошло их остывание до температуры 300–350 °С, что соответствует глубинам не более 7–10 км. Далее, изотопными системами биотита, полевых шпатов, плагиоклазов фиксируется интервал около 120 млн лет последовательного закрытия их K/Ar изотопной системы. Это может быть объяснено тем, что породы АВБ длительное время (290–168 млн лет) находились при температурах, промежуточных между полной открытостью и полным закрытием K/Ar изотопной системы, что при температурном градиенте в 30 °/км соответствует глубинам 10–7 км.

На мезозойском этапе изотопные системы биотитов начиная с возраста 168 млн лет, полевых шпатов – с возраста 140 млн лет оказываются полностью закрыты (рис. 2). В это же время начинается закрытие трековой системы в апатите. По данным трекового датирования апатита около 80 млн лет назад гранитоиды АВБ были выведены до температур в 80 °С (глубина залегания 3–2 км), что соответствует амплитуде денудации пород Монголо-Охотского орогена в юре – мелу около 7–5 км. Далее в период 80–3 млн лет на территории Забайкалья происходила медленная денудация менее чем 0.5 км, что соответствует формированию пенеплена. Около 3 млн лет назад произошел новый этап реактивации территории, связанный с дальним тектоническим воздействием Индо-Евразийской коллизии, который привел к выводу пород к поверхности пород АВБ в результате денудации около 3–2 км мощности пород.

Таким образом, в период Монголо-Охотской орогении произошло поднятие пород АВБ с глубин 10–7 км до глубин порядка 3–2 км, что может быть связано с интенсивным горообразованием в Забайкалье и денудацией около 7–5 км мощности земной коры. Это предположение

согласуется с данными о проявлении процессов тектонических коллизионных и постколлизионных преобразований утолщенной континентальной коры в Забайкалье с формированием многочисленных комплексов метаморфических ядер в поздней юре – раннем мелу [14, 17].

Завершающая стадия тектонического экспонирования пород АВБ к земной поверхности, согласно данным трекового датирования по апатиту, началась около 3 млн лет назад и соответствует этапу активного разрушения Монголо-Охотского орогена и вывода пород АВБ к поверхности с глубин 3–2 км.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-17-00038.

- [1] Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M. et al. Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol–Okhotsk collision to widespread rifting // *Geoscience Frontiers*. 2020. V. 11. P. 1695–1709.
- [2] Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K. Past, present, and future of thermochronology // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2005. V. 58. P. 1–18.
- [3] Hodges K.V. 3.08: Geochronology and thermochronology in orogenic systems // *Treatise on Geochemistry*. Vol. 3. The crust / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 263–292. doi:10.1016/B0-08-043751-6/03024-3.
- [4] Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.
- [5] Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005–1027.
- [6] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.
- [7] Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. 141 с.
- [8] Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвильевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 5. С. 694–702.
- [9] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 311 с.; Кн. 2. 334 с.
- [10] Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.
- [11] Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1345.
- [12] Enkin R.J., Courtillot V., Leloup Ph., Yang Z., Xing L., Zhang J., Zhuang Z. The paleomagnetic record of Uppermost Permian, Lower Triassic rocks from the South China Block // *Geophysical Research Letters*. 1992. V. 19. № 21. P. 2147–2150.
- [13] Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 33–56.
- [14] Wang T., Guo L., Zheng Y. et al. Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes // *Lithos*. 2012. V. 154. P. 315–345.
- [15] Травин А.В., Владимиров А.Г., Цыганков А.А., Ханчук А.И., Эрнст Р., Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И., Хубанов В.Б. Термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, Забайкалье, Россия // *ДАН*. 2020. Т. 494. № 1. С. 53–59.
- [16] Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C. et al. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*. 2009. V. 28. TC3008.
- [17] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ванг Т., Гуо Л., Родионов Н.В., Демонтерова Е.И. Мезозойские гранитоиды в структуре безымянного комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 11. С. 2015–2033.



## СТРУКТУРА И ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ

Ц.А. Тубанов, А.Н. Беседина, П.А. Предеин, Д.П.-Д. Санжиева

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

За последние десятилетия в России произошла существенная модернизация региональных сетей сейсмологических наблюдений. Переход на цифровую регистрацию, использование широкополосных сенсоров, увеличение количества сейсмостанций и расширение возможности передачи информации в реальном времени позволяют использовать данные долговременных наблюдений стационарных сейсмостанций для анализа микросейсмического шума с таким успехом, как это раньше делалось с использованием специальных полевых экспериментов. Но при всей привлекательности микросейсмических данных очевидно, что использование микросейсм для решения мониторинга среды может быть ограничено амплитудно-частотными характеристиками регистрирующей аппаратуры, локальными условиями расположения сейсмостанций и другими факторами, часто выпадающими из анализа данных.

Оценкой вариаций микросейсмического шума и их связью с различными геофизическими параметрами в Байкальском регионе (сейсмическая активность, вариации уровня оз. Байкал, геомагнитные бури и пр.) занимались многие исследователи [1–3]. В работе представлены первые результаты анализа вариаций микросейсмического фона центральной части Байкальской рифтовой зоны, полученные нами на основе данных локальной сейсмической сети ГИН СО РАН и Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН с привлечением данных ряда станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (УНУ «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира»).

Для анализа микросейсмического шума применялся вероятностный подход, который позволяет использовать все данные мониторинга без предварительного удаления нестационарных сигналов (землетрясения, взрывы и т.п.). Метод построения функции плотности вероятности микросейсмического шума подробно описан в [4].

Использование долговременных измерений микросейсмических колебаний делает возможным обнаружение достаточно слабых изменений напряженно-деформированного состояния массива горных пород и восстановление модели геологических неоднородностей, что является весьма перспективным как для контроля состояния массива, так и, возможно, для выявления сейсмологических предвестников землетрясений [5]. Следовательно, в список возможных задач анализа данных мониторинга сейсмической сети необходимо включить построение модели локальных скоростных аномалий/неоднородностей участков земной коры, в том числе и по данным микросейсм, а также сопоставление полученных результатов с расположением очагов землетрясений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда РФ № 22-27-20066 (<https://rscf.ru/project/22-27-20066>).

- [1] Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н. Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических станций байкальской сети // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук // Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 3. С. 22–34.
- [2] Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 149 с.
- [3] Табулевич В.Н., Дреннова Н.Н., Потапов В.А., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсм на проявление сейсмичности в береговой зоне озера Байкал // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1271–1278.
- [4] McNamara D.E., Buland R.P. Ambient noise levels in the continental United States // Bulletin of the Seismological Society of America. 2004. V. 94. P. 1517–1527.
- [5] Wegler U., Sens-Schonfelder C. Fault zone monitoring with passive image interferometry // Geophysical Journal International. 2007. V. 168. P. 1029–1033.





## ВОЗРАСТ РАННЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОСТРОВОДУЖНОГО КОМПЛЕКСА АРЗЫБЕЙСКОГО БЛОКА: 20 ЛЕТ СПУСТЯ

О.М. Туркина, А.Д. Ножкин

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

Океанические и островодужные комплексы, формирование которых относится к ранне-неопротерозойскому этапу, довольно редко встречаются в структурах северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в складчатом обрамлении Сибирской платформы. К их числу относились дунжугурские офиолиты северной части Гарганской глыбы и вулканиты Шишхидской островной дуги, метабазиты нюрнудуканской толщи Байкало-Муйского пояса и островодужный комплекс Арзыбейского блока. На основании U-Pb данных по циркону из плагиогранитов возраст дунжугурских офиолитов оценивался в ~1020 млн лет [1]. Датирование циркона из вулканокластике позволило расширить интервал формирования Дунжугурской дуги до 844–1048 млн лет, а пород Шишхидской дуги ограничить интервалом 819–775 млн лет [2]. Возраст амфиболитов нюрнудуканской толщи Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса (БМП) оценивался в ~1 млрд лет [3]. Однако результаты датирования этих амфиболитов не были в дальнейшем подтверждены, и к наиболее ранним проявлениям магматизма в БМП относятся метариолиты и метадациты усть-келянской, буромской и дельтуцкой вулканогенных толщ Анамакит-Муйской зоны (828±3 – 814±5 млн лет) [3]. Двадцать лет назад возраст тоналитов Арзыбея – 1017±47 млн лет – был определен с большой ошибкой по минеральной Sm-Nd изохроне [4] и мог рассматриваться только в качестве первой оценки времени островодужного магматизма. За истекшее время для Арзыбейского блока были получены новые данные U-Pb датирования пород, которые представлены в настоящем сообщении и позволяют уточнить время его формирования. U-Pb датирование циркона из тоналитов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Детритовые цирконы из сланцев датированы методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Nu Instruments с системой лазерной абляции Resonetics RESolution M-50-HR в Университете Гонконга.

Арзыбейский блок располагается в междуречье Мана – Бол. Арзыбей – Крол. С северо-востока он несогласно перекрыт венд-кембрийскими существенно терригенными отложениями Манского прогиба, а с юго-запада имеет тектоническую границу с метатерригенно-карбонатным комплексом Дербинского блока. В строении метаморфического комплекса выделяется две толщи. Первая толща представлена амфиболитами, амфиболовыми, биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Протолиты этих пород отвечают по составу вулканитам и грауваккам океанических островных дуг. Амфиболито-гнейсовую толщу прорывают метагабброиды Аргыджекского массива, деформированные тоналиты и трондьемиты Большеарзыбейского массива и поздние калиевые граниты Широкологского массива. Вторая толща надвинута на метаморфические породы первой толщи и интрузивные плагиогранитоиды и состоит из амфибол-биотитовых сланцев, образованных при метаморфизме граувакк.

Циркон из тоналита Большеарзыбейского массива (обр. 65-97) представлен призматическими кристаллами (150–250 мкм,  $K_u=1.5-2.0$ ) с отчетливо выраженной осцилляторной зональностью в катодолюминесцентном изображении (КЛ) с тонкими светлыми в КЛ каймами. Точки проанализированных цирконов располагаются вдоль конкордии в диапазоне  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста от 951 до 886 млн лет (рисунок, а). Среди них выделяется два кластера субконкордантных возрастов. Возраст первого по восьми точкам составляет 904±6 млн лет (СКВО=0.26). Эти цирконы характеризуются низким содержанием U (60–195 ppm) и Th (35–192 ppm) и высоким – обыкновенного Pb (0.14–0.76 %). Два других зерна имеют более высокие концентрации U (394–716 ppm) и Th (292–606 ppm) и низкие Pb (0.02–0.06 %), их возраст – 951±6 млн лет (СКВО=0.93). Наличие тонких не зональных в КЛ кайм, а также снижение возраста для внешней части одного из зерен циркона (886±8 млн лет) в сравнении с центральной частью (952±4 млн лет) свидетельствуют в пользу частичной потери Pb при метаморфизме и деформациях тоналитов.

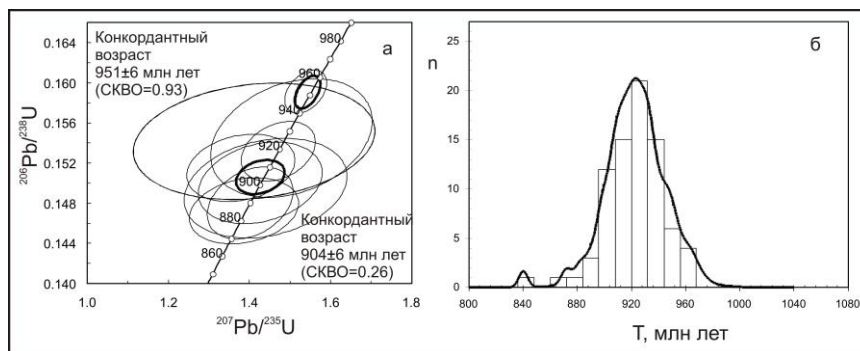


Диаграмма с конкордией для циркона из тоналита (обр. 65-97) Большеарзыбейского массива (а), гистограмма и кривая относительной вероятности возраста детритовых цирконов из биотит-амфиболового сланца (обр. 83-97) (б).

С учетом этих обстоятельств в качестве наиболее корректной оценки времени образования тоналитов Большеарзыбейского массива принят максимальный возраст цирконов с низким содержанием обыкновенного свинца – 950 млн лет. Отметим, что в пределах ошибки он согласуется с ранее полученной оценкой ( $1017 \pm 47$  млн лет) для пород этого массива.

Циркон из биотит-амфиболового сланца второй толщи (обр. 83-97) представлен короткопризматическими зернами (80–180 мкм), большинство имеет осцилляторную зональность в КЛ, реже встречаются зерна с размытой пятнистой зональностью. Из проанализированных 84 зерен циркона 80 зерен имеют дискордантность менее 4 %. Большинство возрастов находятся в диапазоне 872–948 млн лет (рисунок, б). Наиболее древний возраст цирконов составляет 963–966 млн лет. Кривая вероятности распределения возрастов унимодальная с максимумом около 925 млн лет. Пять зерен циркона с возрастом менее 890 млн лет имеет пятнистую зональность, отражающую изменения, которые могли сопровождаться частичной потерей Pb. Возраст наиболее молодых детритовых зерен циркона ~900 млн лет определяет нижнюю границу осадконакопления для верхней толщи. Источником детритовых цирконов были, вероятно, поздненеопротерозойские вулканические и интрузивные породы Арзыбейской островной дуги. Отсутствие древних детритовых цирконов в метаосадочных породах предполагает внутриокеаническую обстановку образования Арзыбейского террейна на удалении от окраины континента, что согласуется с изотопным составом – преимущественно положительными  $\epsilon_{Nd}$  метаморфических пород и плагиогранитоидов.

Таким образом, Арзыбейский террейн, вероятно, представляет раннеопротерозойскую островную дугу, сформированную ~960–900 млн лет назад в океане, предшествовавшем Палеоазиатскому.

- [1] *Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 199. P. 311–325.
- [2] *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- [3] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геотектоника*. 2011. № 5. С. 17–51.
- [4] *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибилова Е.В. и др.* Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 249–252.



## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЗОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

М.И. Тучкова, С.Д. Соколов

Москва, Геологический институт РАН, tuchkova@ginras.ru

Осадконакопление на пассивной континентальной окраине рассмотрено на примере триасовых отложений Восточной Арктики, включая континентальную Чукотку, о. Врангеля, Северную Аляску, Арктические о-ва Канады и поднятие Менделеева. Установлены: (1) общие этапы седиментации и постепенное смещение шельфовой зоны на юг в более глубоководные зоны; (2) крупный источник сноса, расположенный на севере и представленный гранитно-метаморфическими комплексами, аналогичными по составу верхней континентальной коре; (3) возраст популяции обломочных зерен циркона, указывающий на размыв древнего мезо- и неопротерозойского фундамента и общего источника с возрастом 236 млн лет.

Триасовое время предшествовало крупным перестройкам в Восточной Арктике и началу формирования Американо-Азиатского бассейна. Корреляция верхнетриасовых отложений Чукотки, о. Врангеля и образцов подводного опробования поднятия Менделеева (возраст молодой популяции зерен циркона 205–233 млн лет) на основании литологических данных доказывает их накопление в едином осадочном бассейне и отвечает заключительной стадии существования пассивной окраины Чукотского микроконтинента. Распределение фаций и направление сноса обломочного материала для Свердрупского и Чукотского бассейнов указывают на то, что к северу от них существовал континентальный источник сноса (называемый «Арктида» или «Крокерленд»). Для этого источника характерна мезопротерозойская (900–1700 млн лет) и пермско-триасовая (236–263 млн лет) популяция цирконов. Наиболее интенсивному размыву Арктида-Крокерленд подверглась в постюрское время, после структурной перестройки, о чем свидетельствует появление крупных пиков древних обломочных цирконов (пики 1900–1950 млн лет и единичные зерна 2200, 2400, 2600 и 2800 млн лет) в отложениях нижнего мела Чукотки [1] и в юрских отложениях Свердрупского бассейна (978–1978 млн лет) [2].

Существование пассивной континентальной окраины завершилось в поздней юре и сопровождалось несколькими этапами складчато-надвиговых деформаций при коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского континента [3–5]. Ранний этап доколлизивных деформаций установлен на основании датирования фенгитовых слюд вдоль кливажа S1 в триасовых породах и датируется ≈200 млн лет [6]. Позднее были вовлечены в надвиги палеозойско-мезозойские осадочные породы, при этом изотопный возраст их формирования относится к титону и составляет ≈150 млн лет согласно Ag/Ag датировкам.

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 20-17-00197.

- [1] Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopyev A., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New Insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. V. 25. TC3013/ doi:10.1029/2005TC001830.
- [2] Omma J.E., Pease V., Scott R.A. Chapter 37 U-Pb SIMS zircon geochronology of Triassic and Jurassic sandstones on northwestern Axel Heiberg Island, northern Sverdrup Basin, Arctic Canada // *Geological Society, London, Memoirs*. 2011. V. 35. P. 559–566.
- [3] Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика Восточной Арктики в мезозое // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 4. С. 389–409.
- [4] Голионко Б.Г., Ватрушкина Е.В., Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Деформации и этапы структурной эволюции мезозойских комплексов Западной Чукотки // *Геотектоника*. 2018. № 1. С. 63–78.
- [5] Тучкова М.И., Катков С.М., Галускина И.О., Симанович И.М. Постседиментационные преобразования терригенных пород триаса Западной Чукотки как показатель условий складчатости // *Геотектоника*. 2011. № 3. С. 64–78.
- [6] Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин Д.И., Галускина И.О., Покровская Е.В. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // *Геотектоника*. 2007. № 5. С. 76–96.



## ПРИМЕРЫ КОНТРАСТНЫХ ВЕЛИЧИН Th/U В ЦИРКОНЕ АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

А.А. Федотова<sup>1</sup>, М.О. Аносова<sup>1</sup>, О.В. Астраханцев<sup>1</sup>, А.В. Сомсикова<sup>1,2</sup>,  
Е.В. Хаин<sup>2</sup>, Т.И. Кирнозова<sup>1</sup>, М.М. Фугзан<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, fedotova@geokhi.ru

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

Значения Th/U в цирконе важны для определения генезиса этого минерала в породах или источниках вещества пород. Вместе с тем этот показатель является недостаточным для однозначного определения происхождения циркона.

Известен подход, направленный на выявление магматической или метаморфогенной природы циркона: повышенные значения рассматриваются как присущие циркону магматического генезиса, пониженные – циркону метаморфических пород. Граница между двумя диапазонами приводится на разном уровне в разных публикациях. Так, в качестве такого уровня указаны существенно разные величины: Th/U=0.5 (например [1] и ссылка в работе), Th/U=0.07 (здесь же, с. 48). На практике в качестве границы значения Th/U для магматического и метаморфического циркона часто применяется величина ~0.3 (например [2]).

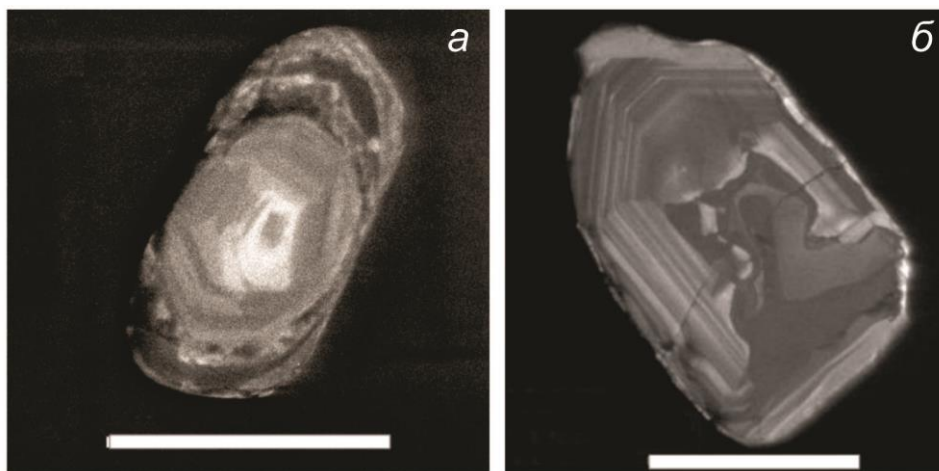
Задачей данного сообщения является иллюстрация контрастности диапазонов значений Th/U, свойственных метаморфогенному циркону амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Для циркона, сформированного в условиях амфиболитовой фации, типичны низкие (ниже 0.1) значения Th/U (например [3]). Главным фактором, обеспечивающим такие отношения рассматриваемых элементов, является подвижность урана в окислительных условиях, возможность его транспортировки водосодержащим флюидом, присутствующим при метаморфизме амфиболитовой фации. Торий в этих условиях остается стабильным элементом. Таким способом в условиях амфиболитовой фации метаморфизма происходит фракционирование урана, тогда как в условиях гранулитовой фации торий и уран проявляют сходное геохимическое поведение либо разделяются вследствие появления минералов – концентраторов тория. Для метаморфогенного циркона, сформированного в условиях гранулитовой фации, могут быть характерны как низкие (0.1 и ниже, в цирконе метаосадочных пород [3]), так и повышенные, 0.6–0.7 (например [4] и ссылки в работе), значения Th/U. В цирконе гранулитов без монацита величина Th/U может наследовать величину рассматриваемого отношения циркона протолита.

Присутствие в породе монацита или другого минерала – концентратора тория – обеспечивает снижение значения Th/U в цирконе в процессе преобразований при гранулитовом метаморфизме [3, 5]. Показано также, что значение Th/U < 0.1 согласуется с присутствием сосуществующего с цирконом монацита, тогда как наиболее высокотемпературные домены циркона, формировавшиеся, когда монацит был растворен во время частичного плавления, демонстрируют Th/U от 0.4 до 0.6 [6].

Циркону ультраметаморфических процессов, то есть процессов кристаллизации и перекристаллизации в связи с частичным плавлением и образованием мигматитов, свойственны закономерности, подобные перечисленным выше. Как и циркон метаморфических пород, циркон, формировавшийся вследствие частичного плавления в условиях гранулитовой фации, проявляет как повышенные значения Th/U (как правило, 0.7 и выше [7, 8]), так и пониженные значения. С цирконом мигматитов амфиболитовой фации связаны низкие (0.1 и ниже) значения Th/U.

Рассматривая такие признаки циркона гранулитов, как уровень концентрации тория и урана в цирконе, важно отметить, что гранулитам свойственны низкие концентрации Th и U [9]. Соответственно, содержания этих элементов в цирконе гранулитов низкие, нередко содержание урана не превышает 100 мкг/г [10].



**Примеры кристаллов циркона:** *a* – с ядром гранулитового генезиса: видна секториальная зональность с границами секторов «ёлочкой»; *б* – с зоной, сформированной в условиях амфиболитовой фации метаморфизма: виден «залив», заполненный однородным веществом циркона; изображения циркона получены на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 в режиме катодолуминесценции при ускоряющем напряжении 20 кВ. Изображения заимствованы из работ: [11], циркон биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов Лещевской зоны Волго-Уральского сегмента раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы, слева, и [12], циркон неопротерозойских апогранулитовых гнейсов богучанского комплекса, Северное Прибайкалье, справа. Масштабная линейка составляет 100 мкм.

Таким образом, диапазоны значений Th/U циркона магматического генезиса (например [13]) и метаморфогенного циркона гранулитов и циркона мигматитов, связанных с гранулитовым метаморфизмом, нередко полностью перекрываются. Помощь в определении происхождения циркона предоставляют катодолуминесцентные (CL) изображения. Одним из надежных признаков циркона гранулитов является секториальная зональность с границами секторов «ёлочкой», (например, рисунок, *a*, ядро кристалла, и [14]). Для метаморфогенного циркона пород амфиболитовой фации такая зональность не характерна. Этот тип циркона может быть однородным в CL и формировать как оболочки, так и пятна, «кармашки» и заливы (например, рисунок, *б*), если он сосуществует с веществом предшествующих стадий кристаллизации. Данные о концентрациях тория и урана, отношения этих элементов в цирконе важно рассматривать в комплексе с внутренним строением циркона по катодолуминесцентным изображениям.

Исследование выполнено в соответствии с темой НИР ГЕОХИ РАН.

- [1] Hoskin P., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 53. P. 27–62.
- [2] Zhang Ch.-L., Li H.-K., Santosh M. et al. Precambrian evolution and cratonization of the Tarim Block, NW China: Petrology, geochemistry, Nd-isotopes and U-Pb zircon geochronology from Archaean gabbro-TTG-potassic granite suite and Paleoproterozoic metamorphic belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 47. P. 5–20.
- [3] Rubatto D., Williams I., Buick I. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 140. P. 458–468.
- [4] Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2010. 144 с.
- [5] Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D. et al. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 134. P. 186–201.
- [6] Rubatto D. Zircon: The metamorphic mineral // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2017. V. 83. P. 261–295.
- [7] Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области, Восточная Сибирь // *Петрология*. 2008. Т. 16. № 6. С. 627–656.
- [8] Сомсикова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А. и др. Изотопно-геохимические особенности мигматитов Тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал) // *Геохимия*. 2022. Т. 67. № 10. (в печати).
- [9] Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов Канского и Шарыжалгайского комплексов // *Труды ОИГГМ*. Вып. 817. Новосибирск, 1993. 219 с.

- [10] Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- [11] Аносова М.О., Астраханцев О.В., Постников А.В. и др. Возраст источников вещества метатерригенных пород Лещёвской зоны (южная часть Средневожского мегаблока Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона) // ДАН. 2022 (в печати).
- [12] Сомсикова А.В. Геохронология и изотопные характеристики источников вещества магматических и метаморфических пород Кичерской зоны западной части Байкало-Муйского складчатого пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2022. 23 с.
- [13] Kirkland Ch., Smithies R.H., Taylor R., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2014. V. 212–215. P. 397–414.



## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb LAICPMS ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД КУРАЙСКОЙ ПОКРОВНО-НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

М.А. Фидлер, М.М. Буслов

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

Курайская покровно-сдвиговая структура сложена разновозрастными, в разной степени метаморфизованными структурно-вещественными комплексами, совмещенными тектонически. В строении зоны можно выделить три структурных этажа. Нижний структурный этаж слагают венд-кембрийские вулканогенно-осадочные породы Кузнецко-Алтайской островной дуги и девонские осадочные породы ташантинской свиты, на которые надвинут курайский метаморфический комплекс (представленный кристаллическими сланцами, гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, мигматитами, серпентинитовым меланжем) и аккреционная зона (представленная базальтами, турбидитами и офиолитовыми меланжами). На метаморфический и аккреционный комплексы надвинуты образования Алтае-Монгольского террейна, представленные в большей мере раннепалеозойскими ритмично-слоистыми терригенными породами и силур?-девонскими вулканогенно-осадочными породами «Бертозекской синклинали» [1, 2].

Вопрос о возрасте метаморфизма курайского метаморфического комплекса долгое время оставался дискуссионным: от докембрийских пород метаморфического фундамента до позднепалеозойских пород зоны смятия. К настоящему времени накоплены геохронологические данные, позволяющие сделать вывод о формировании комплекса в среднем – позднем палеозое. В работах [1–4] приведены Ar-Ar датировки метаморфических слюд и амфиболов из пород курайского комплекса в широком интервале – 425–333 млн лет. Н.И. Гусев и соавторы [5] определили U-Pb возраст единичных метаморфогенных цирконов курайского комплекса в 443.8±9.5, 422.9±9.1 и 380.1±7.4 млн лет. Нами по метаморфическим каймам циркона из гранитогнейсов была получена датировка 367.8±2.3 млн лет [6].

В рамках данной работы анализировались детритовые цирконы из метапелитов курайского комплекса и из осадочных пород, находящихся в обрамлении метаморфической толщи, а также слагающие тектонические пластины в пределах покровно-надвиговой структуры Курайской зоны.

Максимальный возраст осадконакопления (МВО) осадочных и метаосадочных пород определялся как средневзвешенное по трем наиболее молодым датировкам детритовых цирконов [7].

Осадочные породы аккреционного комплекса представлены песчаниками (образцы 18-50 и 21-111). Для образца 18-50 МВО составил 478.6±7.7 млн лет (нижний ордовик). Для образца 21-111 МВО составил 445±10 млн лет (граница ордовика – силура), в то время как при геологической съемке данные породы были отнесены к арташской свите нижнего кембрия со знаком вопроса, а силурийские породы выделены в очень ограниченном объеме только в «Бертозекской синклинали» [8].

Также нижнепалеозойский возраст установлен для протолита всех трех проанализированных образцов метаморфических пород: для них МВО составил 491.3±9.0 и 483.3±5.9 млн лет (граница кембрия – ордовика) – для образцов 18-31 и 19-586 соответственно и 446.3±9.7 млн лет (граница ордовика – силура) – для образца 18-29.

Для верхнего структурного уровня для образца песчаника 21-123 с западного участка МВО составил 390.2±7.5 млн лет (граница нижнего – среднего девона), что предполагает его формирование не раньше среднего девона. Для образца песчаника 21-115 из поля распространения ташантинской свиты среднего девона [8] МВО составил 374.8±8.3 млн лет, что омолаживает возраст свиты до верхнего девона. Для образца песчаника 18-58, отобранного из поля распространения девонских пород «Бертозекской синклинали», МВО составил 361.8±9.1 млн лет, что соответствует самому концу девона с учетом аналитической ошибки границы с карбоном. Однако

отложения предположительно фаменского возраста были выделены [8] только в ядре «Бертозекской синклинали». На основе МВО образца 18-58 можно предполагать более молодой возраст осадков «Бертозекской синклинали» как фамен-каменноугольный.

Таким образом, определение максимального возраста осадконакопления позволило существенно уточнить возраст некоторых осадочных пород. Отметим, что детритовые цирконы девонского возраста многочисленны в породах «Бертозекской синклинали» и полностью отсутствуют в метаморфических породах курайского комплекса. Данные по детритовым цирконам подтверждают наличие двух возрастных уровней осадочных и метаосадочных пород – нижнепалеозойского (кембро-ордовикский) и среднепалеозойского (девон-карбоновый).

Спектры распределения детритовых цирконов для метаосадочных пород курайского комплекса (образцы 18-29, 18-31 и 19-586) и песчаников аккреционной зоны (образцы 18-50, 21-111) практически идентичны, что позволяет провести возрастные и геодинамические корреляции между этими комплексами (например [9]).

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 22-17-00038.

- [1] *Abildaeva M.A., Zinoviev S.V., Buslov M.M.* Late Paleozoic rock deformation of the Kurai block: structural-kinematic analysis (upper Kuraika river, Gorny Altai, Russia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10. № 4. P. 937–943.
- [2] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.
- [3] *Буслов М.М.* и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 1–2. № 44. С. 49–75.
- [4] *Куйбида Я.В.* и др. Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем – среднем палеозое (Горный Алтай) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 159–161.
- [5] *Гусев Н.И., Шокальский С.П.* Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // *Геология и минеральные ресурсы Горного Алтая*. 2010. Т. 3. P. 72–80.
- [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. Т. 2. № 104. С. 109–112.
- [7] *Dickinson W.R., Gehrels G.E.* Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 288. № 1–2. P. 115–125.
- [8] *Гусев Н.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае // Отчет Чуйской партии о результатах геологического доизучения площадей масштаба 1:50000, проведенного в 1983–1991 гг. в Курайской рудной зоне Горного Алтая. Новокузнецк: ПГО «Запсиб-геология», 1991. 500 с.
- [9] *Gehrels G.E.* et al. Geologic and U-Th-Pb geochronologic evidence for Early Paleozoic tectonism in the Kathmandu thrust sheet, central Nepal Himalaya // *GSA Bulletin*. 2006. V. 118. № 1–2. P. 185–198.





## ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КАМОВСКОГО СВОДА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В.А. Фомин, А.Г. Вахромеев

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, fovarid@gmail.com

Основные месторождения нефти и газа Байкитской антеклизы расположены в центральной части Камовского свода, который занимает около половины ее площади. Эта часть свода хорошо изучена сейсморазведочными работами и бурением. Менее изученным остается юго-восточный склон Камовского свода. Перспективы наличия залежей углеводородов этой территории связывают с вендскими и рифейскими комплексами терригенно-карбонатных пород, которые определяются многими факторами, главными из которых являются тектоника и палеотектоника, палеогеография и фациальные условия осадконакопления, коллекторские и флюидоупорные свойства пород, палеогидрогеологические и гидрогеохимические условия исследуемой территории.

Зоны развития карбонатных отложений рифейского возраста, выходящих в предвендский эрозионный срез юго-восточного склона Камовского свода, являются наиболее перспективными, что косвенно подтверждается глубоким бурением на сопредельных Терско-Камовской, Юрубчено-Тахомской и Куюмбинской площадях Камовского свода. Как установлено многочисленными исследователями [1–6 и др.], сами по себе карбонатные породы Камовского свода в основном не обладают хорошими коллекторскими свойствами, но процессы трещиноватости и кавернообразования проявились в них весьма интенсивно, в отличие от терригенных и терригенно-карбонатных толщ, а их емкостные характеристики улучшены за счет процессов выщелачивания.

Рифейские отложения юго-восточного склона Камовского свода представлены преимущественно известняками и доломитами. Для них характерна дислоцированность, наличие вертикальных разрывов, фациальные замещения по латерали и вторичные преобразования [7]. Тип коллектора в доломитах – трещинно-каверновый. Проницаемость обеспечивается наличием субвертикальной трещиноватости. Формированию протяженных тектонических трещин способствует высокая плотность и преобразованность доломитов. Следует полагать, что подобного типа коллекторы наиболее развиты вдоль зон разуплотнения, формируемых областями растяжения по разломам [8–11]. Подтверждение этому предположению заключается в результатах работ, выполненных по методике СЛБО (сейсмическая локация бокового обзора), а именно распределение трещиноватости, установленное по результатам СЛБО, показывает, что на участках, совпадающих с предполагаемыми выходами карбонатных отложений рифейского комплекса в предвендский эрозионный срез, ниже эрозионной поверхности рифея зоны разуплотнения в плане и по интенсивности близки друг к другу. Это обстоятельство также может являться подтверждением прогноза о выходе карбонатных отложений на эрозионную поверхность и наличия зон разуплотнения, связанных с присутствием флюидонасыщенного коллектора.

На рассматриваемой территории фиксируется региональное погружение в северном и южном направлении внутририфейских толщ и предвендской эрозионной поверхности от Деланинского свода – Огоньского выступа. На довендской эрозионной поверхности, по результатам интерпретации сейсморазведочных данных, в сводах этих крупных структурных элементов прогнозируется распространение карбонатных отложений юрубченской, куюмбинской, юктенской, вингольдинской и ирэмэкэнской свит, приуроченных к приподнятым частям предвендских блоков рифейского комплекса и разделенных выходами терригенных пород долгоктинской, копчерской, рассолкинской и токурской свит. Наличие длительного предвендского перерыва в осадконакоплении и активные тектонические перестройки привели к размыву огромной части рифейского комплекса и способствовали выводу в эрозионный срез карбонатных пород, в которых следует ожидать развития коллекторов трещинного и каверново-трещинного типа.

Кроме того, нельзя исключать, что миграция углеводородов проходила из Чуньской и Иркинеево-Чадобецкой рифейских впадин. Такое предположение основано на гигантском генерационном потенциале рифейских нефтематеринских толщ в Иркинеево-Чадобецкой и Чуньской впадинах. Огромный генерационный потенциал рифейских нефтематеринских терригенно-карбонатных толщ в Иркинеево-Чадобецкой и Чуньской впадинах обосновывается наличием размыва и углового несогласия между рифейскими толщами и перекрывающей их ванаварской свитой венда [12].

Можно предположить, что выявленные структурные элементы будут контролировать залежи нефти и газа в ловушках комбинированного типа, сочетающие кроме структурных, еще литологические, стратиграфические и тектонические признаки. Экранами для них могут служить перекрывающие глинистые отложения венда и рифейские глинистые и карбонатно-глинистые толщи.

Полученные в результате проведенных работ данные позволяют представить пути миграции и места концентрации углеводородных систем в восточной части Байкитской НГО. Генерированные углеводороды мигрировали из рифейских нефтематеринских толщ в подстилающие и перекрывающие их толщи, содержащие проницаемые пачки, слои. По этим пачкам и слоям углеводороды мигрировали вверх к поверхности предвендского несогласия. Основная часть мигрирующих углеводородов заполнила ловушки в рифейских коллекторских толщах, перекрытых вендскими отложениями. При этом не исключено, что часть углеводородов могла мигрировать под поверхностью несогласия с юга и севера до оси Камовского свода.

- [1] *Конторович А.А., Конторович А.Э., Кринин В.А.* Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления – важный объект концентрации региональных и поисково-разведочных работ в верхнем протерозое Лено-Тунгусской нефтегазонаосной провинции // Геология и геофизика. 1998. № 11. С. 45–56.
- [2] *Кутукова Н.М., Бирун Е.М., Малахов Р.А.* и др. Концептуальная модель строения рифейского природного резервуара Юрубчено-Тохомского месторождения // Нефтяное хозяйство. 2012. № 11. С. 4–7.
- [3] *Поздняков В.А., Сафонов Д.В., Шиликов В.В.* Прогноз распространения зон трещиноватости по данным 3D сейсморазведки в пределах ЮТЗ // Технологии сейсморазведки. 2009. № 1. С. 85–90.
- [4] *Сейсморазведочные работы СЛБО и 2Д на Таимбинском ЛУ.* Красноярск: ТФГИ СФО, 2010. 206 с.
- [5] *Филищев Ю.А.* Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2011. № 4. С. 30–47.
- [6] *Харахинов В.В., Шленкин С.И., Зеренинов В.А.* Нефтегазонаосность докембрийских толщ Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 1. С. 1–31.
- [7] *Багринцева К.И.* Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ, 1999. 285 с.
- [8] *Афанасенков А.П., Бухаров Н.Г., Мухаметзянов Р.Н.* и др. Новые данные о геологическом строении Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления и пути дальнейшего освоения ее нефтегазового потенциала // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2004. № 1. С. 34–45.
- [9] *Баранова М.А.* Сдвиговые дислокации в районе Куюмбинского газонефтяного месторождения // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3. С. 1–22.
- [10] *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Гидротермальная природа кавернообразования венд-рифейских коллекторов Байкитской антеклизы – ключ к прогнозу зон нефтегазонакопления // Известия Саратовского университета. Серия «Науки о Земле». 2006. Т. 6. № 1. С. 57–63.
- [11] *Красильникова Н.Б., Антоненко А.А.* Определение эффективной пустотности каверново-трещинного карбонатного рифейского коллектора // Промысловая геофизика в 21-м веке. М.: Изд-во РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2011. С. 59–62.
- [12] *Ефимов А.С., Мельников Н.В.* Проект поисково-разведочных работ на Таимбинском участке. Новосибирск, 2006.



## ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЖАРМИНСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

С.В. Хромых<sup>1</sup>, П.Д. Котлер<sup>1,2</sup>, В.А. Пенкина<sup>1,2</sup>, А.С. Волосов<sup>1,2</sup>,  
Д.В. Семенова<sup>1</sup>, А.В. Куликова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, serkhrom@mail.ru

<sup>2</sup> Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Область сочленения каледонид Казахстана и герцинид Обь-Зайсанской складчатой области традиционно рассматривается как Жарминская (или Жарма-Саурская) окраинно-континентально-островодужная зона. В юго-западной части этой зоны преобладают структурно-вещественные комплексы Чингизской окраины Казахстанского континента, кора которой была сформирована в раннем палеозое. В северо-восточной части зоны преобладают структурно-вещественные комплексы, сформированные в пределах Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна. Несмотря на различную геодинамическую природу протолитов, начиная с раннего девона, когда началось субдукционное взаимодействие Обь-Зайсанского палеоокеана с Казахстанским континентом, эта территория развивалась в едином режиме.

В раннем девоне был масштабно проявлен кислый магматизм, представленный риолитовыми и риодацитовыми лавами, туфами и туфоконгломератами, а также субвулканическими малыми интрузиями кислого состава. Вулканыты с несогласием налегают на терригенные породы ордовика и силура и на силурийские гранитоиды, они формировались на континентальной окраине. Преимущественное распространение наземного кислого вулканизма позволяет провести аналогии с активной окраиной андского типа – погружение субдуцирующей плиты под край континента с сиалическим типом коры. Раннедевонский вулканизм проявлен как по всей Жарминской зоне, так и в сопряженных зонах, маркирующих окраины Казахстанского континента, что свидетельствует о доминировании субдукционного геодинамического режима в раннем девоне.

Среди силурийских и девонских формаций на востоке Чингизской зоны описаны малые интрузии щелочных сиенитов, возраст которых многие исследователи оценивали как позднепалеозойский или пермский. Наиболее крупный массив Киши-Орда, изученный нами недавно, сложен двуполевошпатовыми сиенитами и нефелинсодержащими сиенитами (пуласкитами) с эгирином и щелочным амфиболом. Из сиенитов нам удалось выделить монофракцию цирконов, датирование которых U-Pb методом в варианте LA-ICP-MS позволило установить значение возраста в  $399 \pm 2$  млн лет, что соответствует не перми, а концу раннего девона. Формирование нефелиновых сиенитов традиционно связывается с эволюцией мантийных щелочно-базитовых магм, и проявление подобного магматизма в обстановке АКО андского типа свидетельствует о вероятном участии мантии и взаимодействии глубинных мантийных горизонтов с континентальной окраиной. Эти предположения будут проверены при дальнейшем исследовании геологической позиции, состава и возраста массивов щелочных сиенитов.

Средний – поздний девон и начало карбона не отметились какой-либо вулканической деятельностью на Чингизской окраине. Однако в восточной части Жарминской зоны к этому временному интервалу относятся вулканогенно-осадочные комплексы, сформированные в островодужной обстановке. Вулканические породы живет-франского возраста представлены андезибазальтами, андезитами, реже – дацитами, а осадочные породы этого возраста, судя по вещественному составу и результатам датирования детритовых цирконов, представляют собой продукты размыва Чингизской окраины. Это позволяет предполагать изменение геодинамического режима: заложение новой зоны субдукции с формированием Жарминской среднепозднедевонской островной дуги у окраины Казахстанского континента. Вулканизм в этой дуге продолжался и в раннем карбоне (турне – визе), преимущественное развитие имели андезиты. Расположенные в Жарминской зоне осадочные породы позднего девона – раннего карбона являются продуктами размыва как Чингизской окраины, так и Жарминской островной дуги, и, вероятно, они формировались в задуговом бассейне между островной дугой и краем Казахстанского

континента. Интрузивные магматические комплексы с возрастом от среднего девона до раннего карбона (визе) на территории Жарминской зоны пока не выявлены.

В конце раннего карбона происходило закрытие Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна, фиксируется прекращение морского осадконакопления и формирование покровов и олистостром. В Жарминской зоне отсутствуют серпуховские осадочные или вулканогенные отложения, это период надвигания Жарминской дуги на Чингизскую окраину и начала формирования орогенного сооружения. В сопряженной Чарской (Западно-Калбинской) зоне в это время происходило накопление мелководных терригенных осадков (песчаников и алевролитов). Серпуховское время на территории можно рассматривать как раннеорогенную стадию развития складчатой системы. На этой стадии впервые был проявлен интрузивный магматизм, выразившийся в формировании габбро-диорит-гранитоидной саурской серии серпуховского возраста. Возраст интрузивов установлен U-Pb датированием цирконов в 330 млн лет для диоритов и в 327–326 млн лет для гранитоидов. Габбро-диоритовые породы имеют геохимические характеристики основных пород островных дуг (слабое обогащение легкими лантаноидами, выраженный минимум по Nb и Ta, максимум по Sr). Гранитоиды также соответствуют гранитам вулканических дуг. Геодинамический режим проявления этого магматизма может быть объяснен моделью отрыва слэба на раннеорогенной стадии, когда в результате разрыва сплошности погружающейся плиты происходит проникновение относительно горячего вещества верхней мантии в мантийный клин и частичное плавление метасоматизированного мантийного вещества, а затем – плавление вышерасположенных коровых субстратов.

Продолжающееся коллизионное взаимодействие привело к утолщению коры складчатого сооружения, что сделало возможным появление на рубеже раннего – среднего карбона синколлизионных гранитов с возрастом 320–317 млн лет.

Позднеорогенная стадия приходится на вторую половину среднего карбона и поздний карбон. В это время были проявлены несколько дайковых роев, представленных долеритами, диоритами и лампрофирами, с возрастом  $315 \pm 4$  млн лет. Базитовые породы демонстрируют обогащенные геохимические характеристики – обогащение легкими лантаноидами, повышенные концентрации калия, титана и фосфора, по соотношениям некоторых индикаторных элементов попадают в поля внутриплитных базальтов. Это указывает на плавление относительно обогащенных, более глубоких горизонтов мантии. Вместе с тем объем проявленного магматизма сравнительно мал. Для данного магматизма можно применить модель позднеколлизионного (возможно синсдвигового) растяжения, связанную с коллапсом орогена.

Начиная с ранней перми вся территория Восточного Казахстана вступает в посторогенную стадию. Главная черта раннепермского этапа – масштабное проявление интрузивного магматизма. В Жарминской зоне в перми были сформированы крупные массивы гранитоидов. Эти гранитоиды разнообразны по составу, что являлось основанием для предшествующих исследователей выделять их в разновозрастные комплексы и оценивать интервал их формирования от позднего карбона до раннего триаса. Недавно начатые нами геохронологические исследования позволили установить, что все эти гранитные интрузии сформировались в ранней перми (интервал 299–277 млн лет). По вещественному составу гранитоиды могут быть разделены на три геохимических типа: 1) субщелочные гранодиорит-граносиенит-гранитные серии, близкие по характеристикам к гранитоидам I- или S-типа; 2) субщелочные граносиенит-лейкогранитные серии, близкие по характеристикам к гранитоидам S- или A-типа; 3) щелочные лейкограниты с характеристиками гранитоидов A-типа. Базитовый магматизм Жарминской зоны в перми проявился в виде монцодиоритов в составе крупных гранитных массивов и более явно – в виде нескольких роев базитовых даек, представленных преимущественно лампрофирами, диоритами и долеритами. Появление крупных объемов гранитоидов в результате масштабного плавления коровых субстратов и присутствие субщелочных базитов свидетельствуют о возникновении масштабной термической аномалии в верхней мантии в раннепермское время. В последние два десятилетия был получен большой объем петрологических и геохронологических данных по магматитам в западной части ЦАСП, что позволяет оконтурить ареал раннепермского магматизма, который в последние годы интерпретируется как Таримская крупная изверженная провинция, связанная с активностью одноименного мантийного плюма.

Обобщение геологических, петрологических и геохронологических данных позволяет выделить в Жарминской зоне Восточного Казахстана несколько этапов магматизма, связанного с эволюцией геодинамических режимов:

1) ранний девон, кислый вулканизм и гранитоидный магматизм, связанный с субдукцией под окраину Казахстанского континента (АКО андского типа);

2) поздний девон – ранний карбон, основной и средний вулканизм, связанный с субдукцией под Жарминскую островную дугу вблизи окраины Казахстанского континента;

3) конец раннего карбона, интрузивный габбро-гранитоидный магматизм, связанный с отрывом слэба на раннеорогенной стадии коллизии;

4) средний – поздний карбон, дайковый базитовый магматизм как индикатор коллапса орогенного сооружения;

5) ранняя пермь, масштабный интрузивный гранитоидный магматизм, сопровождаемый роями базитовых даек как реакция на термическую аномалию в литосфере – свидетельства активности Таримского мантийного плюма.

Таким образом, комплексное рассмотрение истории геологического развития региона, включая данные по осадочным толщам, составу и характеру вулканизма, составу и возрасту интрузивного магматизма, позволяет восстанавливать историю развития таких сложных геологических структур, как зона сочленения каледонских и герцинских структур в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена в рамках реализации государственного задания ИГМ СО РАН (обобщение геологических и геохронологических данных), при поддержке РФФ, проект № 21-17-00175 (исследования пермских гранитов и лейкогранитов), № 22-77-00061 (исследования девонских вулкаников и гранитоидов), РФФИ, проект № 20-05-00346 (исследования базитовых даек).



## СМЕШЕНИЕ МАГМ В ГРАНИТОИДАХ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ (новые данные)

А.А. Цыганков, Г.Н. Бурмакина, В.Б. Хубанов

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

Гранитоидный магматизм Восточной Тувы является предметом интенсивных и разноплановых исследований с 30-х гг. прошлого столетия. В результате этих исследований детально охарактеризован вещественный состав гранитоидов, обоснована их принадлежность к тем или иным магматическим комплексам, установлен их изотопный возраст, в целом охарактеризованы источники магм [1]. Вместе с тем, несмотря на огромный объем проведенных исследований, слабо охарактеризованными остались процессы мантийно-корового взаимодействия, выраженные в разнообразных минглинг-структурах [2, 3], необычайно широко распространенных в крупнейшем в Восточной Туве Каа-Хемском полихронном гранитоидном батолите, в Восточно-Таннуольском и, вероятно, в других крупных батолитах, в совокупности образующих раннепалеозойскую Тувино-Монгольскую крупную изверженную провинцию.

В настоящем сообщении приведены новые геологические и петролого-геохимические данные, характеризующие минглинг-структуры и вмещающие плагиограниты восточной части Каа-Хемского (Каргинский массив) батолита Восточной Тувы. Каргинский массив образует восточную часть Каа-Хемского магматического ареала, гранитоиды которого, согласно [1], принадлежат сархойскому комплексу. Изотопный U-Pb возраст гранитоидов Бреньского массива (расположен юго-западнее Каргинского плутона), типоморфного для сархойского комплекса, составляет 450 млн лет [1]. Изучение геологического строения Каргинского массива проводилось нами по береговым обнажениям р. Каа-Хем от пос. Ужеп на западе до впадения р. Балыгтыг-Хем на востоке, что составляет примерно 50 км.

Состав гранитоидов на этом участке изменяется от габбро-диоритов до кварцевых диоритов и гранодиоритов, сложенных кварцем, плагиоклазом, амфиболом и биотитом в варьирующихся соотношениях. Иногда содержится небольшое (не более первых процентов) количество гомогенного калиевого полевого шпата. К характерным особенностям акцессорной минералогии можно отнести большое количество титанита, как правило образующего крупные зерна или их агрегаты, размер которых сопоставим с породообразующими минералами, а также большое количество апатита, крупный циркон и обилие рудных минералов (Mt, Pm ?). Эти гранитоиды прорваны лейкократовыми двуполевошпатовыми граносиенитами и умеренно щелочными гранитами, по-видимому принадлежащими бреньскому комплексу с изотопным U-Pb возрастом 385 млн лет. От сархойских гранитоидов они отличаются большей калиевой (соответственно, и общей) щелочностью за счет значительного содержания калиевого полевого шпата. Гранодиориты Каргинского массива, в свою очередь, прорывают гнейсоплагиограниты Агойского (?) выступа Тувино-Монгольского массива, характеризующиеся большим содержанием SiO<sub>2</sub> и меньшей щелочностью по сравнению с сархойскими гранодиоритами.

Минглинг-структуры проявлены повсеместно и весьма разнообразны по форме. С определенной долей условности можно выделить несколько основных разновидностей: 1) редкие небольшие (до 10–15 см) меланократовые включения в гранодиоритах, распространенные практически повсеместно; 2) скопления мафических включений (от нескольких до двух десятков на м<sup>2</sup>) – «бургасский тип» (по названию массива Забайкалье, где подобные включения были детально изучены [4]). Включения изометрично-округлые, слабо удлиненные, размеры, как правило, не превышают 15–20 см, распространены на относительно ограниченных участках (первые сотни метров в поперечнике); 3) скопления включений вытянуто-линзовидной, лентовидной формы – «романовский тип» [5]. Ареал распространения – также первые сотни метров; 4) минглинг-дайки или зоны в гранодиоритах Каа-Хемского плутона – классический минглинг с характерными фестончатыми, лопастевидными краями базитовых фрагментов; 5) аналогичные четвертому типу

дайки в плагиогнейсах Агойского выступа. Кроме того, в плагиогнейсах встречаются разлинзованные базитовые фрагменты, возможно, также представляющие минглинг-структуры, но не имеющие отношения к раннепалеозойским гранитоидам.

Химический состав включений изменчив, что определяется разной степенью взаимодействия с вмещающими гранодиоритами или с салическим компонентом минглинг-даек. Так, например, в наименее гибридизированных базитовых нодулях содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 51.5–54 мас. %, в более гибридизированных – 56–57 мас. %, а в максимально гибридизированных – «романовский тип» достигает значений, характерных для вмещающих гранодиоритов – 67 мас. %, от которых включения отличаются более мелкозернистой структурой и чуть большим содержанием темноцветных минералов. Содержание щелочей во включениях, независимо от степени гибридизации, проявляющейся в увеличении  $\text{SiO}_2$ , остается на одном уровне, что определяется исходно повышенной щелочностью базитов и, наоборот, низкой щелочностью гранодиоритов и близких к ним по составу салических компонентов минглинг-даек. От этой общей закономерности отличаются базиты из плагиогнейсов Агойского выступа Тувино-Монгольского микроконтинента. Они отличаются заметно меньшей общей щелочностью, меньшей глиноземистостью, более высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  и большей железистостью.

Распределение REE в базитах (минглинг-дайки, мафические включения), вмещающих гранодиоритах и салической составляющей минглинг-даек в целом однотипно и характеризуется преобладанием LREE над HREE при умеренной дифференцированности редкоземельного спектра. На спайдер-диаграмме нормированные по континентальной коре содержания элементов-примесей также демонстрируют однотипное распределение: резкая обогащенность  $\text{K}_2\text{O}$  и Ti, деплетированность Ta, Nb, P, в меньшей степени Pb. Распределение микроэлементов в салических породах минглинг-даек в одних случаях практически тождественно гранодиоритам Каа-Хемского массива, в других – заметно отличается. Причины этого могут быть различны, например разные источники салических магм либо, что представляется более вероятным, разная степень взаимодействия салического и базитового компонентов в самих дайках. Косвенно это подтверждается и изотопными данными. Так,  $\epsilon\text{Nd}(T)$  салической части даек варьируется от –1.08 до +1.90, в базитах – от –1.90 до +6.5, а в гранодиоритах – от 0.5 до 6.5 (с учетом данных [1]).

Таким образом, полученные новые данные указывают на необычайно широкое проявление процессов смешения магм при формировании Каа-Хемского батолита, по крайней мере в его восточной части. Разнообразие форм проявления косвенно свидетельствует о том, что этот процесс не был одноактным. Можно предположить, что образование мафических включений происходило двукратно на стадии глубинной эволюции салической магмы, сформировавшей гранодиориты основного объема батолита, тогда как внедрение минглинг-даек имело место *in situ*, т.е. на месте консолидации плутона. Однако вопрос о времени формирования этих даек остается открытым.

Исследования выполнены в рамках плановой темы ГИН СО РАН, проект АААА-А21-121011390002-2, при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-00344.

- [1] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
- [2] Кармышева И.В., Сугоракова А.М., Руднев С.Н. Механизмы смешения контрастных по составу расплавов на контакте Шивейского и Чадалского массивов (Каахемский магматический ареал) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. Вып. 17. С. 109–110.
- [3] Кармышева И.В., Сугоракова А.М., Руднев С.Н., Семенова Д.В. Состав, возраст и механизмы образования минглинг-даек Агойского блока (Каахемский магматический ареал, Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. Вып. 18. С. 147–148.
- [4] 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.
- [5] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.



## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО И ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

А.И. Черных

Москва, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов, [tsnigri@tsnigri.ru](mailto:tsnigri@tsnigri.ru)

Выполнен комплексный анализ геологических и изотопно-геохронологических данных о возрасте рудогенерирующих, рудовмещающих и рудоматеринских комплексов пород, рудоносных метасоматитов и руд золота западной части Алтае-Саянской минерагенической провинции (АСМП). Создана и проанализирована база данных из 310 изотопных датировок, полученных разными исследователями, в том числе автором, за последние 25 лет. Использовались преимущественно U-Pb (SHRIMP-II), а также Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и Re-Os данные. Проведено сопоставление изотопных датировок по различным рудным районам, а также и с геологическими материалами. Наибольшее количество изотопно-геохронологических данных приведено в работах Г.А. Бабина, А.С. Борисенко, Е.В. Ветрова, А.Г. Владимирова, А.И. Гусева, Н.И. Гусева, Ю.А. Калинина, Н.Н. Крука, Е.А. Наумова, С.А. Руднева, А.И. Черных и др. при проведении геологосъемочных и научно-исследовательских работ. Обоснованы выводы о дискретном во времени распределении эндогенного золота и золотосодержащего оруденения и выделении пяти металлогенических эпох, отвечающих наиболее крупным этапам тектономагматической активизации Алтае-Саянской складчатой области. Для каждой эпохи характерен свой набор ведущих типов золота и золотосодержащего оруденения, сочетание металлогенических факторов и закономерности локализации руд.

**1. Позднерифейско-вендская эпоха** характеризуется незначительным распространением золота и золотосодержащего оруденения, что во многом обусловлено ограниченным распространением позднерифейских метаморфических и магматических комплексов на изученной территории. Формирование позднерифейских толщ предполагается в надсубдукционных условиях, а вендских терригенно-карбонатных пород – на пассивной окраине континента (микроконтинента). Характерной особенностью данной эпохи является генетическая связь золота оруденения с углеродистыми вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными толщами, отличающимися на отдельных участках повышенным содержанием Au, As, U, V. Углеродистые породы рассматриваются как осадочные «коллекторы» для накопления металлов, которые при более позднем метаморфизме, складчатости и тектономагматических событиях мобилизовывались и концентрировались. Для металлогенической эпохи характерно формирование золото-(кварц)-сульфидного оруденения и ассоциация Au с As, Cu, Pb, Zn.

**2. Золотоносность раннесреднекембрийской эпохи** определяется широким развитием вулканогенных и интрузивных комплексов пород энсиматической островодужной и задуговой офиолитовой природы. Золоторудные объекты приурочены к зонам смятия, метаморфизма, расщепления, полям кембрийских даек. Часто они сопровождаются зонами линейных и площадных метасоматитов лиственит-березитового ряда и формируют минерализованные зоны и штокверки.

Для раннесреднекембрийских вулканогенно-осадочных пород характерна сидеро-халькофильная специализация и, по крайней мере на отдельных участках, повышенное содержание золота. Это связано с образованием вулканогенно-осадочных пород в бассейнах, сопряженных с областями примитивного островодужного и задугового (междугового) океанического магматизма. Для разрезов раннесреднекембрийских комплексов характерна частая смена петрографических разностей пород, обладающих различиями в физико-механических свойствах. Это определило их как благоприятную среду для формирования зон трещиноватости и проницаемости для гидротермальных растворов, при последующих складчатых и тектонических деформациях.

Большая часть коренных и россыпных золоторудных объектов изученной территории пространственно ассоциирует именно с раннесреднекембрийскими вулканогенно-осадочными



породами. В полихронных рудных районах продуктивность золотого и золотосодержащего оруденения более молодых эпох во многом определяется наличием или отсутствием раннесреднекембрийских пород с признаками золотоносности. Для этой металлогенической эпохи характерно преобладание оруденения золотосульфидно-кварцевого, реже золотоскарнового типа. В последние годы появляется все больше данных о формировании золотосодержащего медно-порфирирового оруденения на заключительных этапах островодужного магматизма, при переходе к режиму аккреции отдельных сегментов дуги к континентальной окраине. Для данной металлогенической эпохи характерна ассоциация Au с Fe, Mn, Pb, Zn, Cu.

**3. Золоторудные объекты среднепозднекембрийско-ордовикской эпохи** на данный момент имеют наибольшее промышленное значение. Отличительной особенностью данной эпохи является значительный объем магматизма габбро-диорит-гранодиорит-гранитоидного состава в пределах всей Алатаусско-Тувинской субпровинции АСМП. Массивы диоритоидного и гранитоидного состава служили источниками тепла и гидротермальных растворов, и с их становлением связано наиболее масштабное перераспределение золота в позднерифейско-кембрийских комплексах. Участки с максимальной золотоносностью наблюдаются в узлах, в которых распространены среднепозднекембрийско-ордовикские габбро-диорит-гранодиоритовые массивы, интродуцированные в интенсивно дислоцированные при аккреционно-коллизионных событиях вулканогенно-осадочные породы с признаками золотоносности, сформированными в более ранние эпохи. Именно пространственное совмещение золотоносных пород островодужного и аккреционно-коллизионного этапов развития региона определяет большой масштаб золотого оруденения среднепозднекембрийско-ордовикской металлогенической эпохи. Наиболее характерны месторождения золотокварцевого, золотосульфидно-кварцевого и золотоскарнового типа. Для оруденения этой металлогенической эпохи характерна ассоциация Au с Fe, Cu, Mo, W.

**4. Золотое и золотосодержащее оруденение девонско-раннекарбоновой эпохи** наиболее широко проявлено в пределах Алтае-Салаирской субпровинции. Оруденение связано с девонскими вулканоплутоническими поясами, формирование которых происходило в условиях андийской окраины. Масштаб золотоносности этой эпохи в различных рудных районах и узлах во многом определяется наличием и степенью вовлеченности в рудообразующие процессы кембрийских вулканогенно-осадочных островодужных и офиолитовых комплексов складчатого основания, на котором формировались рудогенерирующие девонские магматические комплексы пород. С вулканогенными породами девонско-раннекарбоновой эпохи связано формирование оруденения эпитептермального золотосеребряного типа, с гранитоидными комплексами пород – золотоскарнового типа и медно-молибденпорфирирового оруденения. Для золотого оруденения этой металлогенической эпохи характерна ассоциация Au с Ag, Cu, Pb, Zn.

**5. Золотоносность пермско-триасовой металлогенической эпохи** определяется внутриплитным плюмовым магматизмом и характеризуется локализацией низкотемпературной эпитептермальной минерализации, приуроченной к зонам разломов, ареалам развития даек долеритов и массивов гранитоидов. На отдельных участках, приуроченных к бортам Кузнецкой впадины, отмечается повышенная золотоносность раннесреднекарбоновых глинистых и карбонатно-глинистых пород (острогская и мозжухинская серии). Предполагается, что эти отложения могли служить источником рудного вещества для формирования более позднего золотого оруденения пермско-триасовой эпохи. Повышенное содержание золота в позднедевонско-раннекарбоновых толщах Кузнецкого прогиба, возможно, связано с размывом золотоносных кембрийских пород в его обрамлении. Характерно развитие минерализации золото-(кварц)-сульфидного типа в углеродистых терригенно-карбонатных толщах, в ассоциации с ртутной, сурьмяной и флюоритовой минерализацией. Для золотого оруденения пермско-триасовой эпохи характерна ассоциация Au с As, Sb, Hg, Ba.

Таким образом, на основе анализа вновь полученных и ранее известных изотопно-геохронологических и геологических данных обоснован вывод о том, что формирование коренного золотого и золотосодержащего оруденения АСМП происходило в позднерифейско-вендскую, раннесреднекембрийскую, среднепозднекембрийско-ордовикскую, девонско-раннекарбоновую и пермско-триасовую металлогенические эпохи. Каждая эпоха отличается особенностями золоторудной специализации, возрастом и составом рудогенерирующих и рудовмещающих комплексов пород, геодинамическими условиями их формирования. Разнообразие условий образования геологических комплексов АСМП и неоднократная тектономагматическая активизация определяют полихронность и полигенность формирования золотого оруденения; при этом для каждого рудного района выделяется эпоха, с которой связаны максимальные масштабы проявления золотого оруденения и определенный набор его типов.



## ВОЗРАСТ ТРУБОК ВЗРЫВА ЧАПИНСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

И.С. Шарыгин<sup>1</sup>, Е.А. Гладкочуб<sup>1</sup>, Е.И. Николенко<sup>2</sup>, Ю.В. Данилова<sup>1</sup>, А.Е. Марфин<sup>1,3</sup>,  
С.Ю. Скузоватов<sup>3</sup>, А.С. Гладков<sup>1</sup>, Н.В. Брянский<sup>1,3</sup>, А.В. Иванов<sup>1</sup>, Д.А. Кошкарев<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, isharygin@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Хараре, ДЗО АЛРОСА (ЗИМБАБВЕ) Лимитед

<sup>3</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

<sup>4</sup> Мирный, АК «АЛРОСА» (ПАО)

Чапинский комплекс щелочно-ультраосновных пород располагается на севере Енисейского кряжа в бассейне среднего течения рек Чапа и Нойба [1, 2]. В его состав входят эффузивно-пирокластические покровы, субвулканические тела (дайки, штоки и силлы) и 18 трубок взрыва щелочно-ультраосновных лампроитоподобных пород, которые по особенностям вещественного состава сходны с потенциально алмазоносными лампроитами [1, 2]. Единственным определением возраста для пород чапинского комплекса на сегодняшний день являются значения в 668–670 млн лет, установленные К-Аг методом для даек щелочных пикритов [1].

В работе [1] отмечалось, что в трубках взрыва чапинского комплекса содержатся мегакристаллы циркона размером до 1 см. Такие цирконы успешно используются для U-Pb датирования кимберлитов и родственных им пород [3]. Нами были выделены зерна циркона размером >0.5 мм (самое крупное – 3.5 мм) из концентрата тяжелой фракции пород трубок Натальинской и № 3 чапинского комплекса. Внутреннее строение зерен циркона исследовано методом катодолюминесценции с использованием электронного сканирующего микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Результаты показали, что эти зерна являются фрагментами более крупных кристаллов циркона.

Определение содержаний изотопов U и Pb в мегакристаллах циркона из трубок Натальинской и № 3 выполнено в ИЗК СО РАН (г. Иркутск) с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900, соединенного с системой лазерной абляции Analyte Excite (LA-ICP-MS). Во время сессии через каждые 10 измерений образца анализировались аттестованные стандарты циркона: Harvard 91500, Plesovice и R33. Расчет изотопных отношений U и Pb проводился в программе Iolite 4.0 с использованием циркона Harvard 91500 в качестве стандарта. Цирконы Plesovice и R33 анализировались как неизвестные образцы с целью контроля качества производимых измерений; для каждого из них были получены конкордантные оценки возраста, согласующиеся с результатами датирования методом ID-TIMS. Для оценки возраста трубок были использованы только цирконы, которые прошли фильтр по дискордантности ( $2\sigma$ ). Средневзвешенные оценки возраста составили  $657.7 \pm 2.3$  и  $647.6 \pm 1.8$  млн лет для трубок Натальинской и № 3 соответственно.

U-Pb датировки трубок Натальинской и № 3 согласуются с результатами, полученными в работе [1]. Время формирования щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса ложится в интервал значений возрастов для проявлений щелочно-ультраосновного магматизма (кимберлиты, лампрофиры, карбонатиты и щелочные массивы с карбонатитами), расположенных по южному и юго-западному краю Сибирского кратона, в Канаде и Гренландии [4–6]. Развитие щелочно-ультраосновного магматизма на данных территориях в период 700–550 млн лет связывается с распадом лавразийской части суперконтинента Родиния [4–6].

Исследование выполнено при поддержке мегагранта № 075-15-2022-1100. В работе задействовались оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682 и ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

[1] Диннер А.Э. Геология позднекембрийских щелочнобазит-ультрабазитовых магматических ассоциаций севера Енисейского кряжа: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 2001. 210 с.

- [2] Романов А.П., Динер А.Э., Кузнецов Е.В., Попов В.Ю., Рочев Н.В., Сахибгареев Ю.З. Лампроитовые провинции Северного и Западного обрамления Сибирской платформы // Геология алмазов – настоящее и будущее. 2005. С. 571–593.
- [3] Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Liu C.Z., Skuzovatov S.Yu., Wub F.-Yu. Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // Chemical Geology. 2018. V. 479. P. 228–240.
- [4] Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. P. 120–143.
- [5] Savel'eva V.B., Danilova Yu.V., Bazarova E.P., Danilov B.S. Kimberlite-like rocks of the Urik-Iya graben, Eastern Sayan region: mineral composition, geochemistry, and formation conditions // Geodynamics & Tectonophysics. 2020. V. 11. P. 678–696.
- [6] Tappe S., Kjarsgaard B.A., Kurszlauskis S., Nowell G.M., Phillips D. Petrology and Nd-Hf isotope geochemistry of the Neoproterozoic Amon kimberlite sills, Baffin Island (Canada): Evidence for deep mantle magmatic activity linked to supercontinent cycles // Journal of Petrology. 2014. V. 55. P. 2003–2042.



## ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО КРАСНОЦВЕТАМ ДЖЕЖИМСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОГО ТИМАНА)

А.В. Шацлло<sup>1,2</sup>, А.В. Колесников<sup>2</sup>, И.В. Латышева<sup>2,3</sup>,  
Д.В. Рудько<sup>1</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>3</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Палеомагнетизм позднедокембрийских пород является предметом многочисленных исследований, интерес к которым все возрастает. В последние десятилетия получены данные, указывающие на ультранизкую напряженность геомагнитного поля криогения, эдиакария и, возможно, раннего кембрия [1, 2 и ссылки в этих работах] и свидетельства «гиперактивности» поля в позднем эдиакарии, выражающейся в сверхвысокой частоте геомагнитных инверсий [3, 4 и ссылки в этих работах]. Считается, что эти явления, фиксирующиеся в коровых породах, – результат пертурбаций в глубинных оболочках планеты, связанных с нуклеацией твердого ядра [5]. Другой особенностью палеомагнитной записи, свойственной породам позднего неопротерозоя – раннего кембрия, является присутствие в близковозрастных породах несогласующихся «дискордантных» палеомагнитных направлений, сосуществование которых не всегда возможно объяснить явлениями более позднего перемагничивания или тектоническими факторами. Объяснение этого феномена невозможно без привлечения экстраординарных гипотез, предполагающих либо (1) масштабное и быстрое возвратно-поступательное смещение всей коры и мантии планеты относительно ядра, т.е. источника геомагнитного поля (гипотеза истинного смещения полюса – TPW) (см., например [6]), либо (2) неактуалистическую «геометрию» самого геомагнитного поля [7–9]. В пользу последнего варианта, очевидно, свидетельствуют упомянутые данные об ультранизкой напряженности поля, указывающие на то, что в неопротерозое геодинамо было на грани коллапса. Вне зависимости от механизма образования «дискордантных» позднедокембрийских – раннекембрийских палеомагнитных направлений их использование при палеотектонических и палеогеографических построениях вызывает определенные проблемы, а сами эти построения как минимум неоднозначны. В первом приближении, для решения обозначенных проблем необходимо получение массива надежных палеомагнитных данных, которые позволят создать представления о смещении палеомагнитного полюса того или иного кратона во времени. Это, в частности, позволит тестировать модель TPW, имеющую теоретические ограничения по скорости перемещения континентов (и их палеомагнитных полюсов).

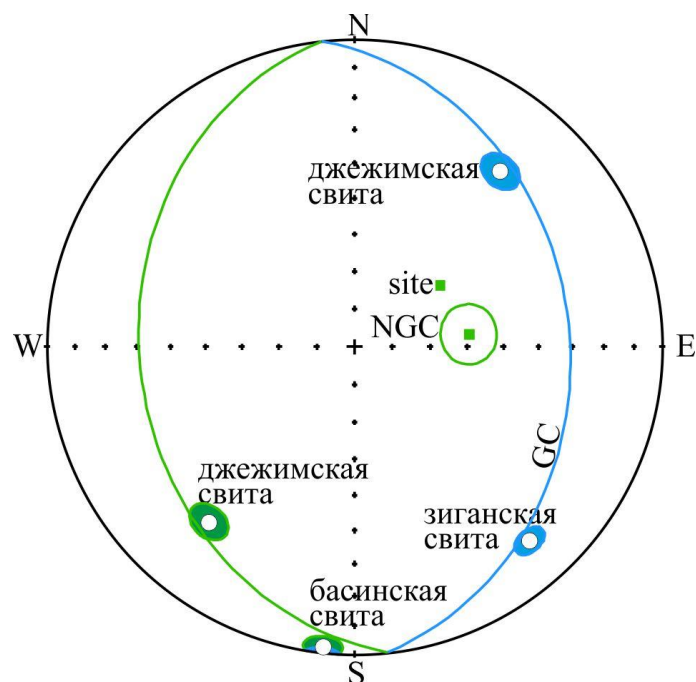
В контексте обозначенных проблем самого пристального внимания заслуживают результаты, полученные нами по позднедокембрийским отложениям джежимской свиты, развитой на Южном Тимане (поднятие Джежим-Парма). В карьере Асывож нами была опробована рекогносцировочная коллекция из 115 ориентированных образцов, отобранных из ~50 м разреза джежимской свиты, представленной красноцветными песчаниками и алевролитами. Находки макрофоссилий, сделанные в этом разрезе [10], позволяют заключить, что возраст вмещающих отложений – позднеэдиакарский, и вероятно, соответствует котлинскому горизонту венда.

Палеомагнитная коллекция прошла детальную температурную чистку, замеры остаточной намагниченности выполнялись на криогенном магнитометре 2G-Enterprise, все лабораторные процедуры выполнялись в немагнитной комнате. Изученные породы содержат интерпретируемую палеомагнитную запись, носителем высокотемпературной компоненты намагниченности (НТ) является гематит. Несмотря на достаточно шумное распределение векторов НТ на сфере, в явном виде выделяются две группы близантиподальных направлений. В связи с незначительными вариациями элементов залегания в изученном разрезе тест складки неприменим. Палеомагнитный полюс ( $P_{Long}=39.7$ ;  $P_{Lat}=-26.7$ ;  $A95=4.9$ ;  $k=11.1$ ;  $n=82$ ), рассчитанный для НТ-компоненты, значительно отличается от всех известных фанерозойских направлений Восточно-Европейской платформы (ВЕП), что исключает возможность формирования НТ-компоненты в

результате постэдиакарского перемагничивания. Это в комплексе с наличием близантиподальных направлений позволяет рассматривать НТ-компоненту как первичную, сформировавшуюся во время или вскоре после накопления осадка.

Изменение склонения и наклонения НТ-компоненты по разрезу свидетельствует о многочисленных геомагнитных инверсиях – в зависимости от критериев селекции исходных данных число инверсий в изученных ~50 м разреза варьируется от 19 до 15. При этом зачастую магнитные зоны охарактеризованы только одним образцом, а значительное число образцов несет аномальные направления. Наши попытки циклостратиграфического исследования разреза для оценки времени его накопления пока не дали результата, что не позволяет сделать «строгое» заключение о частоте инверсий. Исходя из общих соображений о скорости накопления флювиальных отложений, которыми представлена джежимская свита, частота инверсий, вероятно, была высокой, что, как уже отмечалось, характерно для позднеэдиакарских пород. Неожиданным оказалось существенное отличие палеомагнитного полюса джежимской свиты от наиболее хорошо обоснованных позднеэдиакарских полюсов ВЕП, полученных по разрезам Южного Урала и Архангельского региона. В частности, сравнение рассчитанного полюса с полюсами басинской и зиганской свит Башкирского поднятия [11, 12] (рисунок) вне зависимости от выбора полярности палеомагнитных направлений демонстрирует статистически значимое отличие всех трех полюсов друг от друга. Отличие джежимского полюса нельзя объяснить локальными вращениями Южного Тимана – палеошироты, пересчитанные из соответствующих полюсов на координаты карьера Асывовож, значительно отличаются ( $0.6^\circ$  – джежимская,  $-30.6^\circ$  – басинская,  $-11.3^\circ$  – зиганская свита). Если все же предположить, что отличие зиганского и джежимского полюсов является результатом локальной тектоники, то тогда следует допустить существование 90-градусного разворота Южного Тимана относительно Южного Урала (и ВЕП), что представляется маловероятным.

Таким образом, в близковозрастных позднеэдиакарских толщах окраины ВЕП фиксируется необычная палеомагнитная запись, представляющая «отпечаток» осредненного во времени поля. Несмотря на отличие обсуждаемых палеомагнитных полюсов друг от друга, их распределение подчинено определенной системе – они лежат на дуге большого круга – мы полагаем, что это не является простым совпадением. Объяснение такой геометрии распределения полюсов возможно в рамках гипотезы TRW или гипотезы неактуалистического поля эдиакария. Для объективного решения этой дилеммы необходима точная привязка соответствующих стратиграфических подразделений к геохронологической шкале.



#### Сравнение палеомагнитных полюсов эдиакария Южного Тимана и Башкирского поднятия.

Зеленые/голубые линии и значки – проекция на нижнюю/верхнюю полусферу; site – район отбора проб (карьер Асывовож); GC – большой круг, аппроксимирующий распределение полюсов; NGC – нормаль к большому кругу.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 21-77-10106. Лабораторная обработка коллекции выполнялась в ЦКП ИФЗ РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм».

- [1] *Lloyd S.J.* et al. Extremely weak Early Cambrian dipole moment similar to Ediacaran: Evidence for long-term trends in geomagnetic field behaviour? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. V. 595. 117757.
- [2] *Zhou T.* et al. Early Cambrian renewal of the geodynamo and the origin of inner core structure // *Nature communications*. 2022. V. 13. № 1. P. 1–7.
- [3] *Bazhenov M.L.* et al. Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: evidence for magnetic field hyperactivity? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. V. 435. P. 124–135.
- [4] *Levashova N.M.* et al. Late Ediacaran magnetic field hyperactivity: Quantifying the reversal frequency in the Zigan Formation, Southern Urals, Russia // *Gondwana Research*. 2021. V. 94. P. 133–142.
- [5] *Driscoll P.* Geodynamo recharged // *Nature Geoscience*. 2019. V. 12. № 2. P. 83–84.
- [6] *Mitchell R.N.* et al. Sutton hotspot: Resolving Ediacaran-Cambrian Tectonics and true polar wander for Laurentia // *American Journal of Science*. 2011. V. 311. № 8. P. 651–663.
- [7] *Павлов В.Э.* и др. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // *Физика Земли*. 2004. № 2. С. 28–49.
- [8] *Abrajevitch A., Van der Voo R.* Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 293. № 1–2. P. 164–170.
- [9] *Шаццлло А.В.* и др. Гипотеза «блуждающего экваториального диполя»: к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия // *Физика Земли*. 2020. № 6. С. 113–134.
- [10] *Колесников А.В.* и др. Первые находки вендских макрофоссилий в джежимской свите Южного Тимана (карьер Асывож, увал Джежим-Парма) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 133–134.
- [11] *Levashova N.M.* et al. Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean // *Gondwana Research*. 2015. V. 28. № 1. P. 191–208.
- [12] *Levashova N.M.* et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Research*. 2013. V. 236. P. 16–30.



## ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ ДОЛОМИТОВ ОСНОВАНИЯ ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ В КОНТЕКСТЕ ТЕСТИРОВАНИЯ ГИПОТЕЗ ФОРМИРОВАНИЯ «ВЕНЧАЮЩИХ КАРБОНАТОВ»

А.В. Шацилло<sup>1</sup>, И.В. Латышева<sup>2,3</sup>, Д.В. Рудько<sup>1</sup>, Б.Г. Покровский<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

<sup>2</sup> Москва, Геологический институт РАН

<sup>3</sup> Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

«Венчающие карбонаты» (ВК), или «cap carbonates» в англоязычной литературе, представляют собой карбонатные толщи мощностью от первых метров до первых десятков метров, налегающие на ледниковые отложения. ВК характеризуются специфическим набором текстур, преимущественно доломитовым составом, выдержанным изотопным составом углерода и являются «визитной карточкой» неопротерозойских оледенений – в ассоциации с фанерозойскими ледниковыми отложениями подобные породы не встречены. Единого мнения о механизме формирования ВК нет [1] – в литературе активно дискутируется: источники щелочности для ВК (континентальное выветривание и растворение карбонатов, микробная сульфатредукция/окисление органического вещества, анаэробное окисление метана); хемогенная/биохемогенная/терригенная природа ВК; длительность накопления ВК и их связь с дегляциацией; морские или озерно-перигляциальные условия образования [2] и т.д. Само существование ВК занимает одну из ключевых позиций в обосновании гипотезы тотального оледенения «Snowball Earth» (SEH) [3 и более ранние работы]. Согласно SEH отложение ВК неразрывно связано с дегляциацией, обусловленной ультрапарниковым эффектом, вызванным накоплением вулканического CO<sub>2</sub> в атмосфере во время оледенения. С позиций SEH ультрапарниковый эффект вызвал быструю дегляциацию и обусловил интенсивное выветривание субаэрально обнаженных доледниковых карбонатов, их растворение и отложение в виде ВК. Тезис SEH о связи ВК с интенсивным выветриванием (и дегляциацией) оспаривается на примере данных по разрезам Китая\*, где пик выветривания устанавливается в подстилающих ледниковых толщах [4], содержащих признаки динамики ледникового покрова [5].

Геохронологические данные не дают однозначного ответа на вопрос о длительности накопления ВК – исходя из результатов по разрезам Китая [6 и ссылки в этой работе] их накопление произошло меньше чем за 1 млн лет. Временные рамки, отведенные на накопление ВК в соответствии с SEH, укладываются в первые тысячи лет [7–9] или первые десятки тысяч лет [10]. Эти оценки, полученные на основе моделирования и подкрепленные седиментологическими наблюдениями в Намибии [11], оспариваются. В частности, обнаружение в ВК нескольких палеомагнитных инверсий предполагает их накопление за несколько сотен тысяч лет [12]. На примере разрезов Австралии показано, что ВК латерально замещаются мощными терригенными толщами, сформировавшимися в результате продолжительной многофазной трансгрессии, т.е. ВК представляют собой дистальные конденсированные отложения [13]. Согласно [14], время накопления ВК не ограничивается дегляциацией и определяется проградацией шельфа после гляцио-эвстатической трансгрессии (смена в разрезе ВК терригенными/известняковыми фациями), что, с учетом современных примеров, может занимать >2 млн лет.

В разрезах неопротерозоя Западного Прибайкалья с ВК может быть соотнесена пачка «кремовых доломитов» основания голоуспенской свиты, залегающая на юге региона (р-н Б. Голоуспенского, падь Нижние Хомуты) на породах раннедокембрийского фундамента, а севернее (р-н мыса Рытый) подстилающаяся диамиктитами с признаками ледникового происхождения [15]. По изотопным характеристикам и структурному положению к ВК могут быть отнесены и доломиты

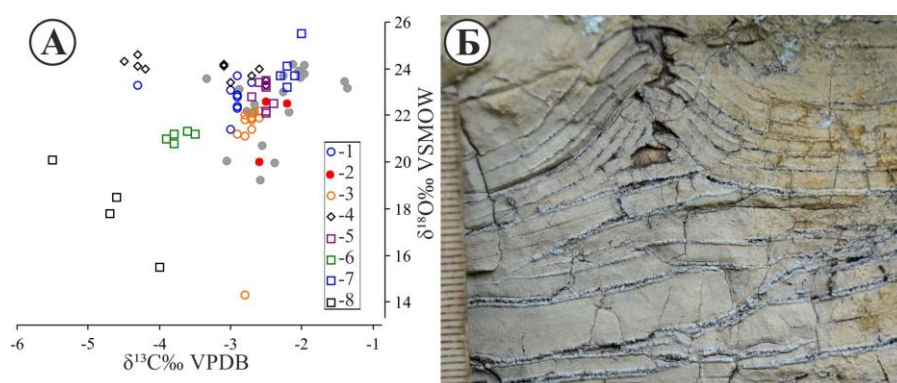
\* Здесь и далее в тексте обсуждаются данные по оледенению терминального криогения Марино и перекрывающим его раннедиакарским ВК.

основания голоуспенской свиты Северо-Байкальского нагорья [16] (рис. 1, А). Мощность ВК голоуспенской свиты варьируется ~ от 10 до 50 м, в наиболее хорошо обнаженном разрезе (р-н мыса Рытый) над ВК залегает мощная (~150 м) толща пестроцветных мергелей и сланцев, представляющая в терминах [3] кэп-карбонатную секвенцию. Возрастная позиция голоуспенской свиты и ее аналогов точно не определена, наиболее вероятно, что горизонт ледниковых отложений, залегающий в основании свиты, относится к Среднесибирскому гляциогоризнту, сопоставляемому с оледенением Марино [17–19].

Для оценки времени накопления ВК с помощью циклостратиграфического метода нами был детально опробован наименее тектонизированный и относительно мощный разрез базальной доломитовой пачки голоуспенской свиты, обнажающийся в левом борту пади Нижние Хомуты. Изученная карбонатная последовательность общей мощностью ~19 м может быть разделена на три пачки, от комплексов фундамента она отделена маломощным (5–15 см) прослоем глинистых сланцев. Нижняя пачка (~1 м) представлена тонкослоистыми доломитами, содержащими единичные текстуры «теерее» и пластовые/секущие трещины, выполненные карбонатом «sheet-cracks cements» (рис. 1, Б), которые рассматриваются [3, 20 и др.] как типовые признаки ВК. Выше залегают массивные линзовидно-слоистые доломиты (~6 м) с пластовыми строматолитами или(?) флювиальными текстурами. Венчает разрез пачка толстослоистых и линзовидно-слоистых доломитов с пластовыми строматолитами, разделенных тонкими глинистыми прослоями (~12 м). Рекогносцировочные данные, полученные по трем образцам доломитов, указывают на выдержанный изотопный состав С и О по разрезу:  $\delta^{13}\text{C} = -2.2 \dots -2.6$  (VPDB);  $\delta^{18}\text{O} = 20.0 \dots 22.6$  (VSMOW), что отражает единые геохимические условия формирования всех пачек ВК, несмотря на их фациальные различия.

При циклостратиграфических исследованиях в качестве прокси использовалась величина магнитной восприимчивости пород (МВ), нормированная на массу. Измерения МВ проводились в лабораторных условиях на каппа-бридже MFK1-FA (Agico). Разрез был опробован на всю мощность, с шагом отбора 5 см (всего отобрано 376 образцов). Изменение МВ по разрезу определяется резким спадом значений от его основания к кровле тонкослоистой доломитовой пачки, в вышележащей части разреза отмечаются циклические флуктуации – этот фрагмент использовался при циклостратиграфических исследованиях.

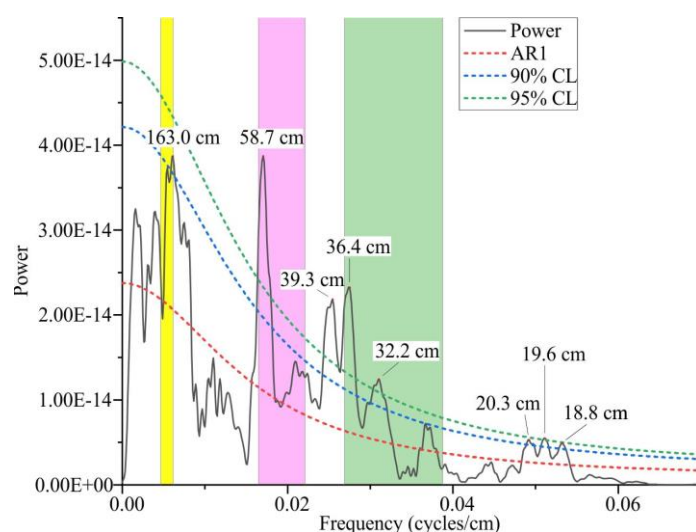
При подготовке данных для циклостратиграфического анализа кривая вариаций МВ была сглажена скользящим средним с окном 15 см для уменьшения влияния на периодограмму ошибки позиционирования образца при опробовании. Таким образом, при интерпретации не будет учитываться цикличность с длиной периодов короче 15 см. После осреднения из кривой был вычтен длиннопериодный тренд, рассчитанный по методу LOESS (локальная полиномиальная регрессия), с окном, равным 2/3 длины последовательности. Это позволило устранить влияние на периодограмму циклов, содержащихся в анализируемой кривой менее одного раза.



**Рис. 1.** А – изотопный состав С и О венчающих карбонатов Байкало-Патомского региона. 1–3 – Прибайкалье, голоуспенская свита, наши данные (1 – р-н мыса Рытый, 2 – падь Нижние Хомуты, 3 – р-н Б. Голоуспенного, падь Стрелковая); 4 – Северо-Байкальское нагорье, голоуспенская свита, р. Чая [16]; 5–8 ВК Среднесибирского гляциогоризнта (5 – восточный склон Лонгдорского поднятия, баракунская свита, кл. Опорный [19], 6 – Уринское поднятие, баракунская свита, р. Ура [2], 7 – западный склон Алданского щита, кумах-улахская свита, р. Сень [2], 8 – северный склон Чуйского поднятия, баракунская свита, р. Б. Чуя [16]). Серые кружки – ВК формации Nussaleena Австралии [23], где забит «золотой гвоздь» (GSSP). Б – текстуры «теерее» и «sheet-crack cement» в нижней доломитовой пачке ВК разреза Нижние Хомуты (шкала 1мм).



Подготовленная таким образом кривая вариаций МВ была подвергнута спектральному анализу по методу МТМ [21]. На полученной периодограмме (рис. 2) выявляются пики, статистически значимо отличающиеся от шума на 90%-ном уровне доверия. Длина периодов, соответствующих этим пикам, составляет 163; 58.7; 39.3; 36.4; 32.2; 20.3; 19.6; 18.8 см. Отношения длин выявленных периодов хорошо совпадают с таковым для расчетных значений продолжительности циклов Миланковича для криогения – 100 тыс. л. (короткий эксцентриситет), 30.9 +/-4.5 тыс. л. (наклон оси к эклиптике), 19.8 +/-1.9; 18.9 +/-1.7; 16.4 +/-1.3; 16.5 +/-1.35 тыс. л. (прецессия) [22]. Это позволяет с большой степенью уверенности интерпретировать вариации МВ в изученном разрезе как отражение периодических изменений климата, связанных с циклическими вариациями орбитальных параметров Земли. Продолжительность цикла короткого эксцентриситета (100 тыс. л.), согласно современным представлениям, не изменялась во времени. Соответственно, мы можем рассчитать продолжительность формирования изученной толщи, сопоставив периоды длиной 163 см с циклами короткого эксцентриситета. Такой расчет дает оценку 1080 тыс. л.



**Рис. 2.** Периодограмма вариаций МВ доломитов голоустенской свиты. Пунктирные линии – доверительные уровни отличия сигнала от шума. Цветные области – интервалы частот для циклов Миланковича исходя из предположения, что периоды с длиной 163 см отвечают циклам короткого эксцентриситета (100 тыс. л.). Желтый – короткий эксцентриситет, розовый – наклон оси к эклиптике, зеленый – прецессия. Цифры над статистически достоверными пиками обозначают длину соответствующих периодов.

Таким образом, результаты циклостратиграфических исследований ВК разреза Нижние Хомуты свидетельствуют об их накоплении в течение ~1 млн лет. Этот вывод согласуется с моделями формирования ВК, предполагающими их длительное накопление. Мы предполагаем, что текстуры «теерее» и «sheet-cracks cements», распространенные в нижней части ВК изученного разреза, в противовес интерпретации аналогичных текстур в рамках SEN [3, 20], могут быть связаны с сейсмодислокациями, вызванными дискретными тектоническими движениями, обусловленными гляциоизостазией. С учетом примера голоцена время накопления этой пачки (в контексте связи с гляциоизостазией) должно составлять тысячи – 10 тыс. лет, что, возможно, подчеркивается отсутствием в этом интервале разреза орбитальных циклов. Наши результаты дают новую аргументацию того, что накопление ВК было продолжительным, несоизмеримым по масштабам с длительностью дегляциации, и началось после частичного или полного освобождения планеты от ледникового покрова. Настоящая работа является первым положительным опытом циклостратиграфического исследования ВК.

Исследования соответствуют темам государственных заданий ИФЗ РАН и ГИН РАН. Лабораторная обработка коллекции выполнялась в ЦКП ИФЗ РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм».

[1] Yu W. et al. Cryogenian cap carbonate models: A review and critical assessment // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. V. 552. 109727.

- [2] Покровский Б.Г. и др. Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
- [3] Hoffman P.F. et al. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology // Science Advances. 2017. V. 3. № 11. e1600983.
- [4] Huang K.J. et al. Episode of intense chemical weathering during the termination of the 635 Ma Marinoan glaciation // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2016. V. 113. № 52. P. 14904–14909.
- [5] Lang X. et al. Cyclic cold climate during the Nantuo glaciation: evidence from the Cryogenian Nantuo Formation in the Yangtze Block, South China // Precambrian Research. 2018. V. 310. P. 243–255.
- [6] Zhou C. et al. Calibrating the terminations of Cryogenian global glaciations // Geology. 2019. V. 47. № 3. P. 251–254.
- [7] Higgins J.A., Schrag D.P. Aftermath of a snowball Earth // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. № 3.
- [8] Liu C. et al. Neoproterozoic cap-dolostone deposition in stratified glacial meltwater plume // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 404. P. 22–32.
- [9] Ramme L., Marotzke J. Climate and ocean circulation in the aftermath of a Marinoan snowball Earth // Climate of the Past. 2022. V. 18. № 4. P. 759–774.
- [10] Yang J. et al. Persistence of a freshwater surface ocean after a snowball Earth // Geology. 2017. V. 45. № 7. P. 615–618.
- [11] Hoffman P.F. Strange bedfellows: glacial diamictite and cap carbonate from the Marinoan (635 Ma) glaciation in Namibia // Sedimentology. 2011. V. 58. № 1. P. 57–119.
- [12] Font E. et al. Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 295. № 1–2. P. 215–225.
- [13] Kennedy M.J., Christie-Blick N. Condensation origin for Neoproterozoic cap carbonates during deglaciation // Geology. 2011. V. 39. № 4. P. 319–322.
- [14] Nordsvan A.R. et al. Major shoreline retreat and sediment starvation following Snowball Earth // Terra Nova. 2019. V. 31. № 6. P. 495–502.
- [15] Шаццло А.В., Латышева И.В., Колесникова А.А. Тиллиты основания байкальской серии – новое местонахождение и предварительные хемотратиграфические и палеомагнитные данные по карбонатным постгляциальным толщам (Прибайкалье, разрез Риты) // Проблемы тектоники континентов и океанов. 2019. С. 346–351.
- [16] Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
- [17] Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. Труды Геологического института. Вып. 611. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
- [18] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяньи и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 3–34.
- [19] Шаццло А.В. и др. Изотопный состав С, О неопротерозойских до- син- и постгляциальных карбонатов Лонгдорского поднятия и западного склона Алданского щита (юг Сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые. 2022 (в печати).
- [20] Hoffman P.F., Macdonald F.A. Sheet-crack cements and early regression in Marinoan (635 Ma) cap dolostones: regional benchmarks of vanishing ice-sheets? // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 300. № 3–4. P. 374–384.
- [21] Thomson D.J. Spectrum estimation and harmonic analysis // Proceedings of the IEEE. 1982. V. 70. № 9. P. 1055–1096.
- [22] Waltham D. Milankovitch period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy // Journal of Sedimentary Research. 2015. V. 85. № 8. P. 990–998.
- [23] Liu C., Wang Z., Raub T.D. Geochemical constraints on the origin of Marinoan cap dolostones from Nuccaleena Formation, South Australia // Chemical Geology. 2013. V. 351. P. 95–104.



## ОПЫТ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

И.А. Шелохов<sup>1,2,3</sup>, И.В. Буддо<sup>1,2,3</sup>, Н.В. Мисюркеева<sup>1,2,3</sup>, А.С. Смирнов<sup>4,5</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН

<sup>2</sup> Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

<sup>3</sup> Салехард, ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики»

<sup>4</sup> Тюмень, ООО «Газпром ВНИИГАЗ»

<sup>5</sup> Тюмень, Тюменский индустриальный университет, sia@crust.irk.ru

Флюидодинамические процессы – пространственное движение флюидов (газы и жидкости различного химического состава). На севере Западной Сибири активность флюидодинамических процессов крайне высокая, миграция флюидов является высокозначимой при формировании залежей углеводородов (УВ) и развитии зон аномально высоких пластовых давлений.

Изучение вопроса активности флюидодинамических процессов является принципиально важным как для целей поисков и разведки залежей УВ, так и для повышения газобезопасности проведения геологоразведочных работ и обустройства месторождений.

Прямым признаком миграции являются скопления УВ над продуктивными залежами – в приповерхностной части разреза. Известно, что газ может находиться как в свободном состоянии, так и в виде газогидратов в толще многолетнемерзлых пород. Многолетнемерзлые породы являются экранами для небольших газовых залежей, а на глубинах в первые сотни метров содержат газогидратные скопления [1].

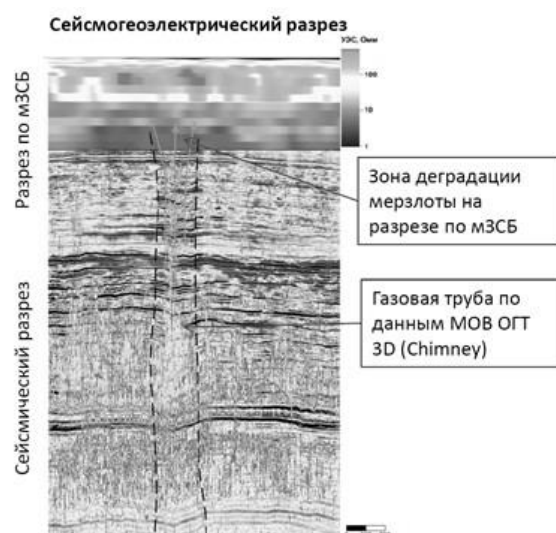
В литературе по анализу глубинной флюидомиграции по данным сейсмических наблюдений выделяют ряд индикаторов: столбообразные формы, нарушение непрерывности отражений и ослабление амплитуд, которые относятся к кинематическим и динамическим аномалиям сейсмической записи.

Объектом исследования в данной работе является один из участков, расположенный в Западной Сибири.

Одним из инструментов выделения газовых труб является атрибут chimney. Chimney является результатом комбинации через искусственную нейронную сеть таких атрибутов, как кривизна, когерентность и дисперсия. В зависимости от решаемой задачи совокупность итоговых атрибутов может изменяться, но все они должны отражать структурные особенности волновой картины. Метод может быть применен для обнаружения путей миграции флюида, а также для обнаружения разломов, солевых тел и других сейсмических объектов [2].

Основным признаком субвертикальных каналов миграции УВ в материалах метода общей глубинной точки (МОГТ) 3D является наличие вертикальных низкоскоростных аномалий, пронизывающих осадочный чехол. В плане вертикальные каналы миграции газа представляют собой аномальные кольцевые зоны, являющиеся кинематическими аномалиями сейсмической записи цилиндрической формы.

Информацию о проявлении следов глубинной дегазации в верхней части разреза возможно получить путем применения электроразведки методом зондирования становлением поля в ближней зоне в малоглубинной модификации (мЗСБ). Используя небольшие установки ЗСБ (размер генераторной петли 100×100 м, размер приемной петли 10×10 м), можно изучать геологический разрез до глубины 400–500 м в условиях Западной Сибири, что подтверждено опытом работ на ряде месторождений углеводородов [3]. Результаты инверсии мЗСБ были сопоставлены с материалами бурения в верхней части разреза, цифровой моделью рельефа, что позволило увязать слои геоэлектрической модели со стратиграфией и литологией. На геоэлектрических разрезах, на абсолютных отметках от –70 до –400 м и глубже наблюдаются вертикальные геоэлектрические аномалии, пронизывающие толщу осадочных пород. По геоэлектрическим характеристикам аномалии характеризуются как пониженными (5–10 Ом·м), так и высокими значениями сопротивления (40–100 Ом·м) (рисунок). Выделенные зоны



### Результаты комплексирования материалов сейсмо- и электроразведки.

отождествляются с субвертикальными либо наклонными зонами неоднородностей в разрезе, по которым, по-видимому, могли поступать углеводороды из продуктивных горизонтов в верхнюю часть разреза [4].

В заключение можно сделать вывод, что комплекс сейсмических и электроразведочных методов позволяет детектировать возможные зоны разуплотнения в осадочном чехле, которые, в свою очередь, можно ассоциировать с миграцией флюидов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-20009, <https://rscf.ru/project/22-17-20009/>. Проект № 22-17-20009 «Современные методы геофизических исследований для разработки и научного обоснования подходов к изучению внутреннего строения криолитозоны и поверхностных криогенных форм рельефа Арктики и их возможной связи с флюидодинамическими процессами» реализуется при поддержке правительства Ямало-Ненецкого автономного округа.

- [1] Мурзина Е.В., Поспеев А.В., Буддо И.В., Шарлов М.В., Семинский И.К., Мисюркеева Н.В., Шелохов И.А. Возможности малоглубинных нестационарных электромагнитных зондирований для выделения газогидратных скоплений в криолитозоне северных регионов Западной Сибири // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 2. С. 51–62.
- [2] Meldahl P., Hegglund R., Bril A., de Groot P. Identifying fault and gas chimneys using multi-attributes and neural networks // The Leading Edge. 2001. V. 20. № 5. P. 449–560.
- [3] Рыбальченко В.В., Трусов А.И., Буддо И.В. и др. Комплекс вспомогательных исследований на этапах разведки и разработки месторождений нефти и газа: от картирования многолетнемерзлых пород до поисков подземных вод для обеспечения бурения и эксплуатации // Газовая промышленность. 2020. № 11(809). С. 68–76.
- [4] Misyurkeeva N., Buddo I., Kraev G., Smirnov A., Nezhdanov A., Shelokhov I., Kurchatova A., Belonosov A. Periglacial landforms and fluid dynamics in the permafrost domain: A Case from the Taz Peninsula, West Siberia // Energies. 2022. V. 15. 2794. doi:10.3390/en15082794.



## МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ БУТУГОЛЬСКОЙ ГЛЫБЫ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН: ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА

С.И. Школьник<sup>1</sup>, В.А. Беляев<sup>2</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>3</sup>, Е.И. Демонтерова<sup>1</sup>, А.В. Иванов<sup>3</sup>,  
Н.В. Брянский<sup>2</sup>, А.В. Котляров<sup>3</sup>, К.К. Колесов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sink@crust.irk.ru

<sup>2</sup> Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

<sup>3</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В сложной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса к террейнам с раннедокембрийским основанием и гетерогенным строением относится Тувино-Монгольский палеомикроконтинент (ТММ) и Дзабханский палеомикроконтинент, входящий в Хангайскую группу террейнов, куда также входят Сонгинский и Тарбагатайский блоки [1]. В истории становления ТММ и Дзабханского блоков существуют черты, которые позволяли ряду исследователей рассматривать их как единый палеомикроконтинент, разобренный фанерозойскими разломами [2].

Фундамент ТММ представляет собой аккреционную структуру, состоящую из разновозрастных и разнообразных по составу и генезису комплексов: раннедокембрийских высокометаморфизованных образований Гарганской глыбы, пород офиолитовой ассоциации раннерифейской Дунжугурской дуги и рифейских осадочно-вулканогенных и карбонатных отложений. Несогласно на кристаллических породах глыбы залегает среднерифейский чехол, сложенный карбонатными породами иркутской свиты [3]. Значительную роль в строении фундамента ТММ играют породы офиолитовой ассоциации Дунжугурского комплекса, возраст плагиогранитов которого составляет  $1020 \pm 10$  млн лет [4]. Офиолитовый покров сложен серпентинизированными гарцбургитами, дунитами (доля которых в разрезе составляет до 80 %) и породами полосчатого, габбрового, дайкового и вулканического комплексов [5]. Также в строении фундамента микроконтинента принимают участие породы Сархойской активной континентальной окраины, время существования которой оценивается в 805–770 млн лет, и Шишихидской островной дуги (775–830 млн лет) [6]. Венд-кембрийский осадочный чехол ТММ представлен шельфовыми отложениями боксонской и хубсугульской серии.

К фундаменту Тувино-Монгольского палеомикроконтинента, помимо Гарганской глыбы, относились разрозненные выступы пород повышенной степени метаморфизма – Шутхулайская, Бутугольская глыбы, в разное время также включался Сангиленский блок, а в пределах Тункинских гольцов еще и Шумакская и Хонголдойская глыбы. Для большей части выделявшихся докембрийских массивов проведенные геологические, петрографические и петрохимические исследования показали, что метаморфические породы, слагающие Шумакскую, Хонголдойскую, Шутхулайскую глыбы, являются полными литологическими, стратиграфическими и возрастными аналогами позднепротерозойских неметаморфизованных толщ [7 и др.].

В восточной части ТММ (р. Большой Бутугол, правый приток р. Хорё) нами исследовались метаморфические породы Бутугольской глыбы, сложенной преимущественно разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Реконструкция первичного состава метаморфических пород глыбы показала, что в ее составе можно выделить, по крайней мере, три породные ассоциации – метариолиты (биотитовые гнейсы), метабазиты (амфиболиты) и метаосадочные образования (мусковитовые гнейсы).

**Метариолиты** по петрохимическому составу соответствуют породам нормального ряда с содержанием  $K_2O + Na_2O = 5–6$  мас. %,  $Na_2O > K_2O$  и относятся к железистым образованиям ( $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.83$ ). Для них характерны средние содержания Sr, Y, невысокие Nb, Zr и слабофракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ( $(La/Yb)_n = 3.9$ ). На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb, Ti, Sr и положительные – Th. Особенности состава метариолитов, сочетающие резкие минимумы по Sr, Ti, их

принадлежность к железистым образованиям и повышенные концентрации некоторых высокозарядных элементов, сближают эффузивы с гранитами, формирующимися во внутриплитных обстановках. При этом невысокие концентрации Nb и Zr, наличие Ta–Nb минимума более типичны для островодужных гранитоидов зоны субдукции.

**Метабазиты** (амфиболиты) близки по составу базальтам (51.1–52.9 мас. % SiO<sub>2</sub>, 7.8–8.5 мас. % MgO, 1.6–2.0 мас. % TiO<sub>2</sub>). Они относительно обеднены легкими РЗЭ ((La/Yb)<sub>n</sub>=0.8–1.0), Th, Nb, аномалии высокозарядных элементов отсутствуют. По особенностям распределения несовместимых элементов метабазины соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB) или базальтам задуговых бассейнов (BABB). Метабазиты обладают положительными величинами  $\epsilon_{Nd}(1000)=+4.1$ , что наряду с положительными аномалиями Pb и Sr на мультиэлементных спектрах скорее указывает на их формирование в задуговом бассейне, а не в открытом океаническом пространстве.

Для **метаосадков** характерны варьирующиеся содержания SiO<sub>2</sub> (60–80 мас. %) с низким кремнеземом, типичны высокие концентрации MgO (до 3.4), позволяющие относить их к туфогенным, или с примесью вулканогенного материала пород основного состава. Типичны повышенные концентрации K<sub>2</sub>O (2.2–2.6 мас. %) и его преобладание над Na<sub>2</sub>O, а также наблюдается уменьшение содержаний TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с ростом SiO<sub>2</sub>. Спектры распределения РЗЭ в метаосадочных породах отличаются заметным разнообразием: от слабофракционированных (La/Yb)<sub>n</sub>=6.7) до фракционированных с явным обогащением легкими РЗЭ ((La/Yb)<sub>n</sub>=14.6) разновидностей. Отрицательная Eu-аномалия проявлена во всех проанализированных метаосадках. Исходя из концентраций и индикаторных отношений на основе редких и редкоземельных элементов, формирование метаосадочных пород Бутугольской глыбы происходило за счет размыва преимущественно магматических пород кислого состава с добавлением вулканомиктового материала основного состава.

U–Pb датирование циркона из метариолитов и метаосадков выполнено методом LA-ICP-MS в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Установлено, что средневзвешенный возраст метариолитов (133 конкордантных значения) отвечает 1009.5±8.1 млн лет. Это значение возраста отвечает времени кристаллизации протолита ортогнейсов Бутугольской глыбы. Основной диапазон возрастов детритовых цирконов из пробы метаосадочных пород (76 конкордантных значений) отвечает 1300–1700 млн лет и единичным значимым пикам на 890, 1050, 1900, 2007 млн лет. Возрастной диапазон формирования пород Бутугольской глыбы условно совпадает с временем существования океанической Дунжугурской дуги (~900–1034 млн лет [6]), при этом сложно представить, что при ее существовании и дальнейшем разрушении могли образовываться калиевые породы со значительным количеством акцессорных цирконов. Стоит отметить, что полученные возрастные интервалы пород источников сноса до настоящего времени в толщах ТММ не устанавливались. Детритовые цирконы возрастного диапазона 1.0–2.0 млрд лет с преобладанием мезопротерозойской популяции 1.3–1.7 млрд лет пользуются широким распространением в составе Таримского кратона. Значительная роль мезопротерозойской группы цирконов установлена в докембрийских образованиях Казахстанской группы – Актау-Моинтинский, Иссыккульский, Кокчетавский и Северо-Казахстанский террейны и блоки Южно-Илийский и Центрально-Тяньшаньский [8]. Полученный Sm–Nd изотопный состав метариолита с  $\epsilon_{Nd}(1000)=+1.2$  и  $T_{Nd}(DM2-st)=1.5$  млрд лет и метаосадков с  $\epsilon_{Nd}(1000)=-7.1$  и  $T_{Nd}(DM)=2.4$  млрд лет также указывает на существенную роль мезопалеопротерозойской коры в формировании этих породных ассоциаций.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время изотопно-геохронологические и геохимические данные о составе и возрасте метаморфического комплекса пород Бутугольской глыбы, расположенной в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента ЦАСП, не позволяют отнести исследованную ассоциацию ни к одному из входящих в его состав гетерогенных блоков. Формирование гнейсов, участвующих в строении этого комплекса, происходило на рубеже мезо- и неопротерозоя на сформированной коре и за счет континентальных источников сноса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00560) и РНФ (проект № 19-17-00099).

- [1] Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
- [2] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.

- [3] Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б., Каурова О.К. Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 44–48.
- [4] *Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev N.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 199. P. 311–325.
- [5] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- [6] Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- [7] Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.
- [8] *Zhu X., Wang B., Sun Z., Liu J., He Z., Zhong L.* Detrital zircon ages of the Mesoproterozoic metasedimentary rocks in the southern Yili Block: Implications for tectonic affinities of the microcontinents in SW Central Asian Orogenic Belt // *Precambrian Research*. 2020. V. 350. P. 1–19.



## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ ВЛИЯНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ НА СОСТАВ БАЗАЛЬТОИДОВ КАНИНО-ТИМАНСКОГО РЕГИОНА

А.М. Шмакова<sup>1</sup>, К.В. Куликова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, alex.sch92@yandex.ru

<sup>2</sup> Сыктывкар, Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН

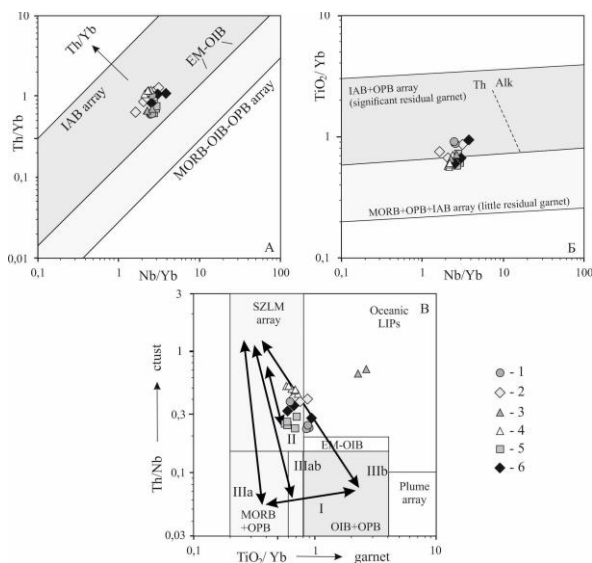
Крупные магматические провинции (LIP) имеют широкое распространение на Земле. К таким провинциям относятся проявления основного-ультраосновного магматизма гигантского масштаба (сотни тыс. куб. м), занимающие большие площади и развивающиеся за относительно короткий промежуток времени.

На территории Канино-Тиманского региона, включающего в себя п-ов Канин и Тиманский кряж, распространены большие площади покровных базальтов, а также даек и силлов долеритов. Данные породы выделяются в канино-тиманский долеритовый комплекс, который сформировался в девонское время под влиянием плюма [1]. Наибольшие площади покровные базальты занимают на Среднем и Северном Тимане, на п-ове Канин чаще встречаются дайки долеритов. На Южном Тимане не установлены породы комплекса, выходящие на дневную поверхность.

Базальты и долериты комплекса характеризуются темно-серым, зеленовато- или голубовато-серым цветом. У базальтов массивная, миндалекаменная текстура. Содержание миндалин в породе составляет 10–15 %. Структура – порфировая, интерсертальная, пойкилоофитовая. Долериты имеют массивную, реже – миндалекаменную текстуру. Структура пород – офитовая, порфировая, пойкилоофитовая [2].

Базальтоиды Канино-Тиманского региона характеризуются относительно узкими вариациями содержаний  $\text{SiO}_2$  – от 40.49 до 52.39 мас. %, они относятся преимущественно к породам нормальной щелочности, кроме единичных образцов. По коэффициенту глиноземистости соответствуют преимущественно умеренно-глиноземистым породам ( $al'=0.76–0.98$ ), реже – низкоглиноземистым ( $al'=0.47–0.75$ ) и высокоглиноземистым ( $al'=1.01–1.09$ ). Содержание  $\text{TiO}_2$  в породах исследуемого комплекса варьируется в пределах от 0.92 до 2.64 мас. % [3].

Для идентификации и классификации базальтов принято использовать  $\text{Th}/\text{Nb}$  отношение, которое является показателем поступления корового материала в магматический расплав [4], а также  $\text{Ti}/\text{Yb}$  отношение как маркер глубины плавления.



**Графики для идентификации и классификации базальтоидов канино-тиманского комплекса:** А – график  $\text{Th}/\text{Nb} - \text{Nb}/\text{Yb}$  отношений; Б – график отношений  $\text{TiO}_2/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$ ; В – вариационная диаграмма  $\text{Th}/\text{Nb} - \text{TiO}_2/\text{Yb}$  [5]. 1 – породы центральной части п-ова Канин; 2 – породы юго-восточной части п-ова Канин; 3 – породы Северного Тимана; 4 – породы Среднего Тимана (р. Цильма); 5 – породы Среднего Тимана (Верхневорыквинский покров); 6 – породы Южного Тимана.



По данным графиков Th/Nb – Nb/Yb отношений, породы канино-тиманского долеритового комплекса попадают в поле островодужных базальтов, что характерно для пород континентальных магматических провинций (рисунок, А). На графике отношений TiO<sub>2</sub>/Yb – Nb/Yb точки составов исследуемого комплекса образуют две группы. Первая группа – породы с полуострова Канин и один состав базальтов с Южного Тимана, для них характерно значительное количество остаточного граната в области плавления. Другая группа объединяет в себе породы Среднего и Северного Тимана, для данных пород характерно более низкое содержание остаточного граната во время плавления источника (рисунок, Б). На вариационной диаграмме Th/Nb – TiO<sub>2</sub>/Yb составы базальтоидов канино-тиманского долеритового комплекса попадают в поле пород, расплавы которых формировались из субдукционно-модифицированной литосферной мантии (рисунок, В) [5].

- [1] Степаненко В.И. Канино-Тимано-Печорская провинция позднедевонского внутриплитного магматизма (положение и размеры) // ДАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 572–575.
- [2] Шмакова А.М., Куликова К.В. Петрография и минералогия позднедевонских долеритов центральной и юго-восточной части полуострова Канин // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2020. № 6 (46). С. 40–48. doi:10.19110/1994-5655-2020-6-40-48.
- [3] Шмакова А.М., Куликова К.В. Геохимическая характеристика позднедевонских базальтоидов полуострова Канин и Среднего Тимана // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2021. № 3 (49). С. 22–31. doi:10.19110/1994-5655-2021-3-22-31.
- [4] Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
- [5] 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. doi:10.1016/j.lithos.-2021.106068.



## ИССЛЕДОВАНИЕ K/Ar ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ МАРУЯМАИТА, МИЛАРИТА И ДЖЕРФИШЕРИТА С ОЦЕНКОЙ ТЕМПЕРАТУР ЗАКРЫТИЯ

Д.С. Юдин<sup>1</sup>, Б.Б. Дамдинов<sup>2</sup>, Л.Б. Дамдинова<sup>2</sup>, А.В. Корсаков<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, yudin@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Джерфишерит, миларит и маруямаит (K-содержащий турмалин) были использованы при <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировании минералообразующих процессов, протекавших в различных геодинамических обстановках, на примере кимберлитовой трубки Удачная-Восточная, Ермаковского F-Be месторождения, а также Кумды-Кольского месторождения микроалмазов.

**Месторождение микроалмазов Кумды-Коль.** Месторождение Кумды-Коль (Кокчетавский массив, Северный Казахстан) локализовано в зонах графитизированных бластомилонитов, несущих тонкодисперсную алмазную минерализацию [1]. Породы в разной степени изменены более поздними метасоматическими процессами. Многочисленные геохронологические исследования свидетельствуют о многоэтапности эволюции месторождения, начавшегося с высокобарического метаморфизма – 532±2 млн лет назад [2–8].

Авторами было проведено <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar исследование K-содержащего турмалина и ассоциирующего с ним мусковита из Tur-Qtz-Kfs-Mu гнейсов, вскрытых в пределах главного штрека штольни месторождения Кумды-Коль. По мусковиту и турмалинам получены <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar спектры, в которых выделяются четкие плато с совпадающими в пределах ошибки значениями возраста – 492.5±4.8 млн лет по мусковиту и четыре датировки – 491.5±4.9, 502.3±8.0, 490.5±7.6, 506.0±8.0 млн лет по – турмалину. Эти датировки значительно моложе возраста высокобарического метаморфизма, фиксируемого комплексом методов – 532±2 млн лет [5, 8]. С другой стороны, значительный прогрев пород Кокчетавского массива, связанный с формированием гранитоидов Зерендинского батолита, имел место значительно позже, 460–440 млн лет назад [9]. На основании совпадения датировок мусковита и турмалина можно сделать вывод о том, что K/Ar система в турмалине является не менее устойчивой к наложенным термическим воздействиям, чем в мусковите. Этот вывод согласуется с данными о ее большей устойчивости по отношению к роговой обманке [10].

**Ермаковское F-Be месторождение.** Ермаковское F-Be месторождение, крупнейшее в России и одно из крупнейших в мире месторождений бериллия, расположено в Западном Забайкалье в 140 км восточнее г. Улан-Удэ. Происхождение бериллиевого оруденения связывается со штоком лейкократовых эгиринсодержащих субщелочных гранитов (226±1 млн лет по данным U-Pb датирования методом TIMS, 224 млн лет по данным Rb-Sr изохронного датирования) [11]. Возраст руд, определенный Rb/Sr изохронным методом по калиевому полевому шпату и флюориту, флогопиту и флюориту, имеет значение 225.5±1.3 и 225.9±1.2 млн лет соответственно [12]. Позднее было проведено U/Pb датирование апатита из руд Ермаковского месторождения и получены две близкие по возрасту датировки – 225.1±6.2 и 219±1.2 млн лет [13]. Пострудный магматизм представлен единичной дайкой фельзитов, имеющей секущие взаимоотношения с другими породными комплексами и лишенной признаков гидротермальной проработки в местах пересечения ею рудных залежей. Возраст фельзитов определен Rb/Sr методом по шести валовым пробам и составляет 161±5 млн лет [12], хотя ранее была опубликована Rb-Sr датировка в 184 млн лет [14].

Главным бериллиевым минералом руд Ермаковского месторождения является фенакит (BeSiO<sub>4</sub>), отложение которого происходило на ранней стадии рудообразования, тогда как на самой поздней сульфидно-карбонатной стадии формировалась миларит-бавенитовая минерализация [15]. Четкого структурного перерыва между стадиями не обнаружено, но наблюдается замещение раннего фенакита агрегатами миларита, бавенита и кальцита.

С целью исследования эволюции Ермаковского месторождения было проведено  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование по калиевому полевоому шпату и милариту – калийсодержащему водному силикату бериллия ( $\text{KCa}_2(\text{Be}_2\text{AlSi}_{12}\text{O}_{30})\cdot\text{H}_2\text{O}$ ) из разных рудных тел Ермаковского месторождения. В возрастном спектре миларита выделяется устойчивое плато в высокотемпературной части спектра, состоящее из четырех последовательных ступеней, составляющих  $\approx 50\%$  выделенного  $^{39}\text{Ar}$  с возрастом  $182.5\pm 3.0$  млн лет. Датирование калиевого полевого шпата из разных рудных зон Ермаковского месторождения показало согласующиеся значения изотопного возраста в интервале 169.8–170.6 млн лет.

Таким образом, результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования минералов из руд Ермаковского F-Be месторождения позволяют сделать вывод, что процессы минералообразования происходили в течение достаточно длительного периода в промежутке 225–170 млн лет: 225 млн лет – внедрение гранитной интрузии, рудообразование; 182 млн лет – K-метасоматоз, приведший к замещению фенакита миларитом; 170 млн лет – пострудный магматизм.

**Кимберлитовая трубка Удачная-Восточная.** Джерфишерит  $\text{K}_6(\text{Fe},\text{Ni},\text{Cu})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$ , хлорсодержащий щелочной сульфид, является распространенным акцессорным минералом метеоритов, медно-никелевых руд, щелочных магматических пород и кимберлитов [16, 17]. В кимберлитах джерфишерит представляет собой позднемагматический минерал и встречается в основной массе [16].

Первые успешные попытки датировать K-сульфиды  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом были предприняты для щелочных основных пород диатремы Койот Пик (шт. Калифорния, США [18]). Таким образом, логично предположить, что датирование джерфишерита из основной массы кимберлита  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом может позволить надежно определять возраст кимберлитов. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  исследования джерфишерита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная ( $388.4\pm 5.1$  и  $385.4\pm 4.9$  млн лет) согласуются с возрастом внедрения кимберлитовой трубки, что доказывает перспективность применения джерфишерита для датирования геологических событий, связанных с кимберлитовым и щелочным магматизмом, а также с образованием рудных месторождений.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и ГИН СО РАН (проект № АААА-А21-121011390003-9) при поддержке РФФ 22-17-00038, РФФ 18-17-00186.

- [1] Лаврова Л.Д. Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 213 с.
- [2] Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2016. 319 с.
- [3] Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J., Korsakov A.V. Contrasting P-T paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // American Mineralogist. 2016. Т. 101. № 4. P. 788–807.
- [4] Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology. 1991. V. 19. № 7. P. 710–713.
- [5] Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. V. 141. P. 66–82.
- [6] Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, Northern Kazakhstan // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 188. № 1–2. P. 185–198.
- [7] Katayama I., Moko A., Iizuka T., Maruyama S., Terada K., Tsutsumi Y., Sano Y., Zhang R.Y., Liou J.G. Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: Implication for timing of mantle metasomatism // Geology. 2003. V. 31. № 8. P. 713–716.
- [8] Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 137. P. 185–205.
- [9] Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb/Sr-изотопного исследования // ДАН. 1994. Т. 336. № 5. С. 674–676.
- [10] Andriessen P., Hebeda E., Simon O., Verschure R.H. Tourmaline K-Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatectic leucosomes and metamorphic rocks (Cyclades and Southern Spain) // Chemical Geology. 1991. V. 91. № 1. P. 33–48.
- [11] Рейф Ф.Г. Щелочные граниты и бериллиевое (фенакит-бертрандитовое) оруденение на примере Оротского и Ермаковского месторождений // Геохимия. 2008. № 3. С. 243–263.
- [12] Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.

- [13] Ripp G.S., Izbrodin I.A., Rampilov M.O., Tomilenko A.A., Lastochkin E.I., Posokhov V.F. Relationship of F-Be mineralization to granites and syenites at the Ermakovka deposit (Western Transbaikalia) // *Geologica Acta*. 2020. V. 18.2. P. 1–14.
- [14] Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рипп Г.С. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // *Геология рудных месторождений*. 2010. Т. 43. № 1. С. 52–70.
- [15] Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия). М.: ВИМС, 2009. 309 с.
- [16] Sharygin V.V., Golovin A.V., Pokhilenko N.P., Kamenetsky V.S. Djerfisherite in the Udachnaya-East pipe kimberlite Sakha-Yakutia, Russia: paragenesis, composition and origin // *European Journal of Mineralogy*. 2007. V. 19. P. 51–63.
- [17] Добровольская М.Г. Сульфиды щелочных металлов в природе. М.: Наука, 2018. 159 с.
- [18] Czamanske G.K., Lanphere M.A., Erd R.C., Blake M.C. Age measurements of potassium-bearing sulfide minerals by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. V. 40. № 1. P. 107–110.



## РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

В.А. Яковлев, И.В. Кармышева, С.Н. Руднев, Д.В. Семенова

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

Каахемский магматический ареал (Восточная Тува) сложен габброидными и гранитоидными комплексами, формирование которых происходило в длительный период времени – 570–300 млн лет [1, 2]. Проведенные ранее исследования крупных магматических комплексов выявили сопряженность габброидного и гранитного магматизма, а также их корреляцию с различными геодинамическими обстановками в эволюции развития региона [1–4]. Открытым остается ряд вопросов, касающихся позиции в эволюции магматического ареала дайковых комплексов, широко распространенных в регионе. В данной работе приводятся результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований пород основных и минглинг даек восточной части Каахемского магматического ареала.

В среднем течении р. Каа-Хем выделяется комплекс основных даек, представленный серией наклонных тел с четко выдержанным северо-восточным простиранием, выходы прослеживаются на территории около 10 км по протяженности. Мощность даек варьируется от 1.5 до 3.0 м, они имеют четкие секущие контакты по отношению к вмещающим породам таннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса ( $O_{1-3}$ ) [2]. Комплекс минглинг даек наблюдается на протяжении нескольких километров в районе слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем. Дайки расположены на расстоянии до 100–200 м друг от друга, имеют мощность до 3–5 м и подвержены тектоническим смещениям и срывам. С вмещающими породами дайки имеют четкие секущие контакты.

Результаты изотопно-геохронологических U-Pb и Ar-Ar исследований позволили выделить два возрастных рубежа формирования даек: 480 и 450 млн лет. Возрастные значения, полученные для цирконов из гранитов минглинг даек, составляют  $477 \pm 3$  млн лет (U-Pb, СКВО=0.47, 25 точек), для цирконов из основных даек –  $454 \pm 10$  млн лет (U-Pb, СКВО=0.0016, 3 точки). Ar-Ar датировки по амфиболам из даек основного состава составляют  $450 \pm 6.3$  млн лет.

По петрографическому составу породы основных даек отвечают умеренно-щелочным высококалийным роговообманковым мезогаббро (Pl – 45 %, Hbl – 40 %, Crx – 5 %, Bt – 10 %). Структура пород варьируется от равномерно-, мелкозернистой до мелкозернистой порфирированной (вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена), агрегаты клинопироксена частично или полностью замещены амфиболом. Салическая часть минглинг даек представлена нормально-щелочными двуполевошпатовыми гранитами (Qtz – 35 %, Pl – 35 %, Kfs – 30 %, Bt+Hbl – 1 %), мафическая – умеренно-щелочными роговообманковыми диоритами (Pl – 50 %, Hbl+Bt – 45 %, Qtz – 5 %), из акцессорных минералов очень распространен сфен, образующий достаточно крупные бесформенные агрегаты, и апатит. Структура диоритов характеризуется гломероскоплениями амфибола и биотита. Петрографические особенности контактовых зон указывают на существование магм кислого и основного состава в дайковых условиях и на контраст их вязкостей и температур. Морфология контактов сложная (взаимопроникающие, фестончатые, пламеневидные формы), в гранитах присутствуют округлые фрагменты диоритов и ксенокристы роговой обманки. На границе пород отсутствуют зоны закалки, со стороны диоритов наблюдается формирование узких переходных зон, которые четко отличаются по составу и зернистости и от гранитов, и от диоритов, но имеют с последними плавные и постепенные переходы. В переходных зонах отмечается уменьшение зернистости агрегатов роговой обманки и биотита, пойкилитовая структура плагиоклазов с мелкими включениями призматических кристаллов амфибола, повышенное содержание сфена.

Габбро и диориты обеих групп даек обогащены натрием (средние значения  $Na_2O/K_2O$  составляют 3.2 и 2.7 соответственно), имеют высокие содержания Nb (среднее = 13.77 и 12.63 ppm), Zr (среднее = 218.9 и 212.4 ppm),  $TiO_2$  (среднее = 1.71 и 1.31 мас. %) и  $P_2O_5$  (среднее = 0.60

и 0.56 мас. %) с высокими значениями отношений  $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$  и  $\text{Nb}/\text{U}$ . Породы обладают идентичными спектрами распределения редкоземельных элементов, для них характерно отсутствие выраженных европиевых аномалий, обогащение легкими и средними лантаноидами. На мультиэлементных диаграммах, нормированных по примитивной мантии, породы демонстрируют отрицательные Ta-Nb, Ti и Hf аномалии и обогащение крупноионными литофильными элементами. Данные характеристики пород отличны от типичных значений для надсубдукционных базальтов. В то же время они отвечают критериям группы Nb-обогащенных базальтов, формирующихся при низких степенях плавления пород мантийного клина и их метасоматическом преобразовании адakitовыми расплавами, отделяющимися при плавлении погружающейся океанической плиты [5–7].

Граниты минглинг даек нормально-щелочные слабопераллюминиевые ( $A/\text{CNK}=1.00\text{--}1.12$ ), магнизиальные ( $\text{Fe}\#=0.60\text{--}0.74$ ). Для пород характерны фракционированные спектры REE с обогащением LREE и MREE относительно тяжелых лантаноидов со слабо проявленными отрицательными европиевыми аномалиями. На мультиэлементных спектрах фиксируется обогащение LILE и деплетирование высокозарядными элементами. По своему составу и возрасту граниты минглинг даек идентичны плагиогранитам таннуольского комплекса [2].

Согласно работам предшественников, в геологической истории развития региона выделяются следующие этапы габбро-гранитного магматизма: островодужный (560–530 млн лет), аккреционно-коллизийный (512–474 млн лет), постколлизийный (450–445 млн лет), внутриплитный (300–280 млн лет назад) [1, 2]. Полученный возраст диоритов и габбро из даек составляет 480 и 450 млн лет соответственно и отвечает рубежу начала постколлизийного этапа. Идентичный состав основных и средних пород позволяет предполагать два эпизода плавления одного источника, имеющего надсубдукционные характеристики. При этом условия плавления были идентичными, что говорит о единой тектонической обстановке и пульсационном характере магматической активности. Значительный временной разрыв между формированием дайковых комплексов и островодужным этапом магматизма (около 50 млн лет) свидетельствует о сложной эволюции магматического источника с формированием промежуточных камер.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН.

- [1] Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 50–60.
- [2] Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.
- [3] Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 1. С. 30–42.
- [4] Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
- [5] Kelemen P.B., Høghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2007. V. 3. P. 1–70.
- [6] Stern C., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 263–281.
- [7] Wang M.Q., Xu Z.R., Sun J.Y., Kim B.G. Effects of enzyme supplementation on growth, intestinal content viscosity, and digestive enzyme activities in growing pigs fed rough rice-based diet // Asian-Australasian Journal of Animal Sciences. 2008. V. 21. № 2. P. 270–276.



## ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС И ЕГО ГРАНИЧНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ)

В.В. Ярмолук, А.М. Козловский

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

Геохронологические исследования вулканических пород, относимых к позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области (ВМВО), позволили выделить три группы пород, различающихся возрастом и составом магматических ассоциаций, а также закономерностями их размещения в пределах области.

Наиболее раннюю, позднетриасовую – раннеюрскую, группу (206–215 млн лет) представляют породы бимодальной ассоциации, распространенные в западной части ВМВО. Следующую, среднепозднеюрскую, группу (170–150 млн лет) образуют преимущественно кислые лавы шошонит-латитовой ассоциации, слагающие крупные вулканические поля в восточной части ВМВО. Породы с возрастом 140–105 млн лет образуют чехол ВМВО и представлены преимущественно трахиандезитобазальтами, поля которых сопровождаются небольшими вулканами и экстрезивными проявлениями трахидацитов и трахириолитов. Формирование вулканического чехла завершили породы экстрезивного щелочно-базальтового комплекса (105–90 млн лет), сформировавшие два небольших ареала – в восточной части области в конце раннего мела и в западной ее части в позднем мелу.

Однотипные породы разновозрастных магматических ассоциаций различаются по геохимическим характеристикам. Породы раннеюрской бимодальной ассоциации представляют генетически связанную серию, сформированную в результате дифференциации исходного трахибазальтового расплава. Участвующие в ее строении базальты отличаются от основных пород раннемелового чехла менее выраженным обогащением несовместимыми элементами и более низкой степенью фракционирования РЗЭ. Ассоциирующие с ними кислые породы выделяются повышенной редкометаллностью, резко отличающей их от других кислых пород ВМВО.

Состав среднепозднеюрской группы определяют, прежде всего, кислые вулканические породы. Область их распространения ограничена восточной частью вулканической области. Здесь они образуют крупные поля, сложенные мощными толщами переслаивающихся лав, туфов, игнимбритами кислых вулканических пород. В западной части ВМВО позднеюрские вулканические породы практически отсутствуют, в связи с чем возникает вопрос о правомочности их отнесения к структурам области.

В геохимическом отношении позднеюрские кислые породы имеют большое сходство с составом верхней коры. Некоторые андезиты и дациты выделяются высокими величинами Sr/Y и La/Yb, приобретая адакитовые характеристики. Ассоциирующие с трахириолитами породы основного состава выделяются более высокими содержаниями легких и средних РЗЭ. В них отмечается дефицит Nb и Ta, типичный для пород, связанных с зонами субдукции. Более высокий уровень содержания несовместимых элементов в базитах по сравнению с кислыми породами указывает на отсутствие между ними генетических связей.

**Раннемеловые** вулканические комплексы являются наиболее распространенными в пределах ВМВО. Они образуют вулканический чехол, протягивающийся в В-СВ направлении и охватывающий площадь более 200000 км<sup>2</sup>. Его формирование началось около 140–135 млн лет назад излияниями платобазальтов **покровного комплекса**. Наряду с основными вулканическими породами, но, как правило, в завершение соответствующих им фаз активности следовали импульсы кислого магматизма. Основная вспышка кислого вулканизма пришлась на интервал 125–120 млн лет. Следующая фаза активности (120–100 млн лет) протекала преимущественно в форме излияний лав основного состава. Центры извержений этой фазы вулканизма были связаны с системой грабен, протянувшейся вдоль северного края вулканической области, контролируемой Монголо-

Охотской сутурой. Завершение формирования области было связано с экструзивным щелочно-базальтоидным магматизмом, близким по характеристикам к составу ОІВ. Его проявления участвуют в строении двух ареалов, разобщенных не только территориально, но и по возрасту формирования. Один возник у восточной оконечности вулканической области на заключительных этапах формирования покровного комплекса в конце раннего – начале позднего мела (105–90 млн лет), тогда как другой – у западной границы в позднем мелу – палеогене (87–□50 млн лет).

Преобладающие в строении покровного комплекса трахиандезибазальты выделяются резкой обогащенностью большинством несовместимых элементов, превосходя в этом отношении стандартный ОІВ. Источником пород для них служила мантия, сочетавшая характеристики субдукционно-измененной мантии и источника ОІВ. Завершающие историю области базаниты экструзивного комплекса по своим характеристикам сопоставляются с базальтами океанических островов.

Породы разновозрастных ассоциаций характеризуются разными геологическими связями. Бимодальный базальт-трахириолит-комендитовый комплекс пород по возрасту и составу сопоставляется с аналогичными ассоциациями, развитыми в Центральной Монголии и Западном Забайкалье по обрамлению Хэнтей-Даурского батолита. Их формирование связывается с образованием раннемезозойского Хэнтей-Даурского зонального магматического ареала, внешние рифтогенные зоны которого частично захватили ту территорию, в пределах которой позднее сформировалась позднемезозойская ВМВО.

Ранне- и позднеюрские магматические комплексы распространены преимущественно в восточной части ВМВО, а также к северо-востоку и юго-востоку от нее. Поля их выходов вписываются в зону распространения позднеюрских вулканических полей вулканического пояса Большого Хингана (БХВП), с которыми они близки не только по времени формирования, но и по составу вулканических ассоциаций. Подобное сходство позволяет связать позднеюрский магматизм западных районов ВМВО с развитием БХВП.

Меловой магматизм являлся определяющим для ВМВО. Его начальные стадии, охватившие ранний мел, сопровождалась формированием рифтогенного каркаса области. Вулканизм проявлялся в форме крупнообъемных трещинных излияний трахиандезибазальтов, местами с проявлениями кислого магматизма. Финальной стадией формирования области был экструзивный щелочно-базальтоидный магматизм, близкий по характеристикам к составу ОІВ. Подобные особенности состава пород наряду с геологическими характеристиками области позволяют сделать вывод о ее связи с процессами рифтогенеза, вызванными активностью мантийного плюма.

Результаты исследования вносят коррективы в определение возраста, размеров, границ и магматического наполнения ВМВО. Западная граница области существенно смещена к востоку. Ее позицию определяет система разломов СЗ простирания, к которой приурочена цепочка раннемеловых гранитных массивов Их-Хаирханской группы, а также зона развития пород позднемелового экструзивного комплекса. Восточная часть области смещена к западу, где контролируется выходами раннемелового экструзивного комплекса. С учетом данных об инородном положении ранне- и позднеюрских комплексов в строении ВМВО установлено, что состав магматических продуктов области определяется основными вулканитами. Это соответствует представлениям о сходстве ВМВО с другими позднемезозойскими вулканическими областями внутриконтинентальной части востока Азии, в строении которых доля кислых магматических пород является резко подчиненной (Ярмолюк и др., 2019).

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 22-17-00033).





## RADIOLARIAN AGE AND GEOCHEMISTRY OF CHERTS FROM THE DELIIN-ULAAN AREA, THE NORTHEASTERN PART OF THE KHARHORIN TERRANE (CENTRAL MONGOLIA)

D. Sharav, T. Oyunchimeg, D. Erdenechimeg

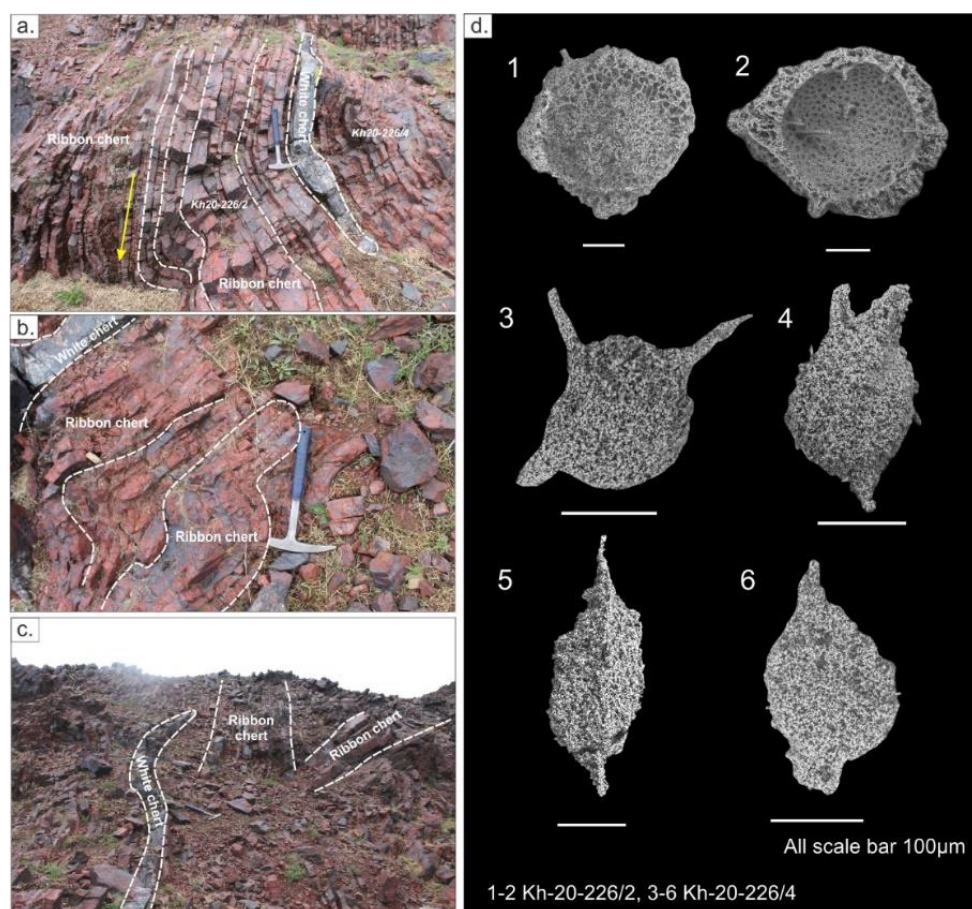
Institute of Geology, Mongolian Academy of Science, sharav0516@gmail.com

This study investigated the Erdenetsogt formation of the Deliin-Ulaan area, the northeastern part of the Kharkhorin terrane based on its new radiolarian fossils and geochemical characteristics of reddish bedded cherts.

The Erdenetsogt formation is mainly composed of mafic volcanic rocks, ribbon cherts, siliceous shales, sandstone, and less limestone. Moreover, the area is dominated by red to brown ribbon cherts while recrystallized white cherts including Fe–Mn nodules (Figure, a–c) have occurred rarely.

The radiolarian chert geochemically shows by high SiO<sub>2</sub> contents of 91.9 wt. %, and a high ratio of Al=(Al+Fe+Mn) (average 0.79), indicating a non-hydrothermal, is the biogenic origin. The NASC-normalized (Lu/La)<sub>n</sub> ratio 0.30, calculated Ce anomalies (Ce/Ce\*) ratio 1.3, and other geochemical indicators of cherts, which are accumulated in the pelagic area.

The radiolarian species can be ascribed to the *Oriundogutta* (?) *varispina* and *Futobari solidus* (Figure, d). The results indicated that these late Silurian to early Devonian radiolarian cherts were deposited in a near pelagic to the continental margin environment.



a–c – Outcrops photos of the chert, d – SEM photos of radiolarians 1–2 – *Oriundogutta* (?) *varispina*, 3–6 – *Futobari solidus*.

***Oriundogutta* (?) *varispina* Noble, 1994**

Figure d. 1–2 (upper Silurian)

1994 *Oriundogutta*(?) *varispina* Noble, p. 31, pl. 6, figs 2,3, pl. 9, fig. 4.

2007 *Oriundogutta*(?) *varispina* Kurihara, p. 229, pl. 1, figs 19, 20.

2013 *Oriundogutta*(?) *varispina* Manchuk, p. 233, pl. 1, figs B-F.

***Futobari solidus* Furutani, 1990**

Figure d. 3–6 (upper Silurian to lower Devonian)

1990 *Futobari solidus* Furutani, p. 34, pl. 1, figs 1–4.

1996 *Futobari solidus* Aitchinson, p. 65, pl. 6, figs 3, 8.

1997 *Futobari solidus* Umeda, p. 422, pl. 4, figs 14–17.

2007 *Futobari solidus* Kurihara, p. 231, pl. 2, figs 17–21.

2013 *Futobari solidus* Manchuk, p. 233, pl. 1, figs G-K.

- [1] Aitchison J.C., Hada S., Ireland T., Yoshikura S. Ages of Silurian radiolarians from the Kurosegawa terrane, Southwest Japan constrained by U/Pb SHRIMP data // *Journal of Southeast Asian Earth Science*. 1996. V. 14. P. 53–70. doi:10.1016/S0743-9547(96)00045-1.
- [2] Furutani H. Middle Paleozoic radiolarians from Fukuji area, Gifu Prefecture, Central Japan // *Journal of Earth Science*, Nagoya University. 1990. V. 37. P. 1–56.
- [3] Kurihara T. Uppermost Silurian to Lower Devonian radiolarians from the Hitoegane area of the Hida-gaien terrane, Central Japan // *Micropaleontology*. 2007. V. 53. P. 221–237. doi: 10.2113/gsmicropal.53.3.221.
- [4] Noble P.J. Silurian radiolarian zonation for the Caballos Novaculite, Marathon uplift, West Texas // *Bulletins of American Paleontology*. 1994. V. 106. P. 1–55.
- [5] Umeda M. Late Silurian and Early Devonian radiolarians from the Konomori area in the Kurosegawa Terrane, Southwest Japan // *Earth Science (Chikyu Kagaku)*. 1997. V. 51. P. 413–432.
- [6] Manchuk N., Horie K., Tsukada K. SHRIMP U-Pb age of the radiolarian-bearing Yoshiki Formation in Japan // *Bulletin of Geosciences*. 2013. V. 88. № 2. P. 223–240.



## GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF EARLY MESOZOIC GRANITIC ROCKS OF IKH-UUL AREA, TARBAGATAI BLOCK IN THE CENTRAL MONGOLIA

N. Tungalag, Ts. Oyunchimeg, S. Baasansuren, B. Gombodorj, G. Orgil

Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, oyunchimegts@mas.ac.mn;oyuna0401@gmail.com

This study presents new geochronological and geochemical data for late early Mesozoic igneous rocks of the Tarbagatai block, Central Mongolia. New zircon U-Pb data indicate widespread early Mesozoic magmatism in Tarbagatai block of the northern part of Central Mongolia. Granite samples were analyzed for abundances of major, trace and REE elements and zircon U-Pb ages of Ikh-Uul area.

The samples are mainly composed of alkali-feldspar, plagioclase, and quartz with minor amounts of biotite, muscovite and other accessory minerals. The results show that the LA-ICP-MS granite zircon U-Pb ages are  $237.3 \pm 1.1$  Ma. In terms of geochemical composition, the granite is rich in  $(\text{SiO}_2)$  70.54 % to 75.43 %, with a high  $(\text{Al}_2\text{O}_3)$  13.38 % to 14.65 %,  $(\text{K}_2\text{O})$  4.94 % to 5.75 %,  $(\text{Na}_2\text{O})$  4.03 % to 4.53 %, a low  $(\text{TiO}_2)$  0.16 to 0.34 %,  $(\text{MgO})$  0.16 % to 0.41 %,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3)$  1.02 % to 1.97 %,  $(\text{P}_2\text{O}_5)$  0.05 % to 0.1 %, and  $(\text{CaO})$  0.78 % to 1.2 %. The granite mainly belongs to the high-K calc-alkaline series.

The granitic rocks are enriched in LREE and depleted in HREE and no Eu anomaly. LREE/HREE is between 24.48 and 32.25. On the primitive mantle-normalized trace elements diagram, rocks are characterized by enrichment of LILE and depletion of HFSE with negative Nb, Ta, and Ti anomalies and has the geochemical composition of syn-collisional and arc magmatic rocks. In addition, the aluminum saturation index ( $A/\text{CNK}=0.96$  to 1.08), and belongs to I-type granite. As mentioned above, geochemical signature indicates that the granitic rocks formed partial melting of subducted slab in the syn-collisional and magmatic arc tectonic environments and the syn-collision occurred likely at  $237.3 \pm 1.1$  Ma.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агашев А.М. 13  
Адамская Е.В. 128, 250, 274  
Айрияц Е.В. 105  
Алексеев Д.В. 122, 190  
Алексеев С.В. 43  
Альимова Н.В. 15  
Андреев А.А. 246, 248  
Анисимова С.А. 17  
Аносова М.О. 303  
Архипов М.В. 20  
Астраханцев О.В. 303  
Афанасьева Е.Н. 17  
Бабицкий Е.Ф. 63, 158  
Бабич В.В. 220  
Бадмацзыренова Р.А. 22  
Баранов В.В. 60  
Баянова Т.Б. 88  
Беляев В.А. 198, 328  
Белянин Д.К. 105  
Бердников И.М. 119  
Бердникова Н.Е. 117, 119  
Бережная Н.Г. 246, 248  
Бержинская Л.П. 24, 244  
Беседина А.Н. 299  
Бишаев Ю.А. 27, 296  
Бобров А.А. 261  
Борголов Д.А. 71  
Борняков С.А. 29, 83, 85, 241  
Брагин В.Ю. 117  
Брагинская Л.П. 31, 126  
Брянский Н.В. 101, 158, 317, 328  
Буддо И.В. 33, 205, 326  
Будяк А.Е. 250  
Бурмакина Г.Н. 36, 313  
Буслев М.М. 27, 38, 108, 296, 306  
Бучнев И.Н. 274  
Быкова Н.В. 149, 195  
В.В. Ружич 244  
Ванин В.А. 41  
Вахромеев А.Г. 43, 205, 308  
Великославинский С.Д. 161, 246, 248, 274  
Волосов А.С. 310  
Воронцов А.А. 15, 46  
Встовский Г.В. 29  
Ганелин А.В. 190  
Герман В.И. 48  
Гертнер И.Ф. 151  
Герцева М.В. 190  
Гибшер А.А. 50  
Гилёва Н.А. 52  
Гильманова Г.З. 20, 75  
Гладков А.А. 188  
Гладков А.С. 317  
Гладкочуб Д.П. 54, 91, 101, 193, 214  
Гладкочуб Е.А. 317  
Головин А.В. 99  
Гонегер Т.А. 202  
Гордиенко И.В. 57, 202  
Горлов И.В. 205  
Горнова М.А. 198  
Горовой В.П. 274  
Гороховский Б.М. 128  
Готтман И.А. 235  
Григорюк А.П. 31, 126  
Гриненко В.С. 60  
Гусев Н.И. 208  
Дамдинов Б.Б. 105, 202, 333  
Дамдинова Л.Б. 333  
Данилова Ю.В. 317  
Данукалова М.К. 63, 158  
Дарьин А.В. 220  
Дарьин Ф.А. 220  
Дегтярев К.Е. 66, 122, 272  
Деев Е.В. 69  
Демин С.П. 143  
Демонтерова Е.И. 71, 91, 328  
Дербекко И.М. 73  
Диденко А.Н. 20, 75  
Дмитриева Н.В. 78, 80, 147  
Добрынина А.А. 29, 83, 85  
Докукина К.А. 86, 88  
Донская Т.В. 54, 91, 101, 193, 214  
Дорошкевич А.Г. 95, 231  
Дриль С.И. 15, 97, 198  
Дронов А.В. 153  
Дружкова Е.К. 208, 211  
Дубенский А.С. 63, 88, 153, 158, 166  
Дымшиц А.М. 99  
Егорова В.В. 50, 113  
Ерофеева К.Г. 153  
Ефремова У.С. 101  
Жданова А.Н. 281  
Жмодик С.М. 105  
Загорная Н.Ю. 128  
Загорулько Г.Б. 31  
Зайка В.А. 283  
Зиндобрый В.Д. 108  
Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 54, 71, 110, 317  
Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 174, 328  
Иванова А.А. 161  
Иванова Н.А. 149, 195  
Избродин И.А. 95  
Изох А.Э. 50, 113  
Ильясова А.М. 241  
Имаева Л.П. 115  
Кадашникова А.Ю. 283  
Казанский А.Ю. 117, 119  
Калина В.А. 17  
Каньгина Н.А. 122  
Карачурина С.Е. 220  
Каримов А.А. 198  
Каримова А.А. 29  
Карманов Н.С. 105  
Кармышева И.В. 124, 336  
Кашубин С.Н. 228  
Кирнозов Т.И. 303  
Ковалевский В.В. 31, 126  
Ковач В.П. 128, 161, 226, 250, 274  
Козловский А.М. 130, 338  
Колесников А.В. 133, 135, 166, 319  
Колесов К.К. 174, 328  
Колотилина Т.Б. 200  
Коновалова Е.А. 285  
Константинов И.К. 137  
Константинов К.М. 137  
Король С.А. 83  
Корольков А.Т. 140  
Корсаков А.В. 143, 333  
Костровицкий С.И. 145  
Котлер П.Д. 310  
Котляров А.В. 78, 80, 147, 328  
Котов А.Б. 128, 161, 193, 274  
Кочнев Б.Б. 149, 195  
Кошкарев Д.А. 13, 317  
Кривоногов С.К. 281  
Крылова В.А. 151  
Кудрявцев И.В. 228  
Кузнецов М.В. 164  
Кузнецов Н.Б. 133, 153, 155, 166, 221, 319  
Кузьмин М.И. 97  
Кузьмичев А.Б. 63, 158  
Куликова А.В. 310  
Куликова К.В. 256, 331  
Лавренчук А.В. 193, 235, 266  
Лаврушина Е.В. 172  
Ланцева В.С. 202  
Ларин А.М. 128, 161, 164  
Латышева И.В. 133, 166, 319, 322  
Левина Е.А. 244  
Легостаева Я.Б. 60  
Леонов М.Г. 170, 172  
Летникова Е.Ф. 174, 328  
Липнина Е.А. 117  
Литвинова И.В. 43  
Лиханов И.И. 176, 179, 182, 185  
Логвинова А.М. 99  
Лунина О.В. 188  
Луцицкая М.В. 190  
Мазукабов А.М. 41, 91, 101, 193  
Макарьев Л.Б. 17  
Мальковец В.Г. 50  
Марусин В.В. 149, 195  
Марфин А.Е. 317  
Маскаев М.В. 190  
Матасова Г.Г. 117, 119  
Медведев А.Я. 97, 198  
Мельникова В.И. 52  
Метелкин Д.В. 57  
Мехоношин А.С. 200  
Мильштейн Е.Д. 228  
Минина О.Р. 202  
Мионов А.А. 105  
Мисюркеева Н.В. 33, 43, 205, 326  
Михайленко Д.С. 143  
Михайлов А.А. 261  
Монгуш А.А. 208, 211  
Мотова З.Л. 54, 214  
Муравьева Е.А. 99  
Мусяиченко К.А. 143  
Наркисова В.В. 228  
Недосекова И.Л. 217  
Нечаев И.О. 119  
Николенко Е.И. 317  
Новиков В.С. 220  
Новикова А.С. 130, 153, 221  
Ножкин А.Д. 300  
Носырев М.Ю. 75  
Овчинников Р.О. 224, 226  
Олейников О.Б. 99  
Ооржак Ш.Н. 211  
Орлова Г.В. 137  
Павлов М.В. 17  
Пантелеев И.А. 29  
Пенкина В.А. 310  
Петров О.В. 228  
Плоткина Ю.В. 128  
Плюснин А.В. 214  
Погребная Д.А. 43  
Покровский Б.Г. 149, 153, 322  
Пономарева Е.И. 244  
Пономарчук А.В. 231  
Пономарчук В.А. 226, 283  
Поспеев А.В. 259  
Предеин П.А. 299  
Пржиялговский Е.С. 172  
Прокопьев И.Р. 231, 233  
Прудников С.Г. 208  
Пушкарев Е.В. 235  
Радзиминович Н.А. 85, 238  
Радзиминович Я.Б. 24, 52  
Ракшун Я.В. 220

- Рассказов С.В. 241  
 Ращенко С.В. 143  
 Редина А.А. 95  
 Решетов Е.В. 54  
 Рипп Г.С. 95  
 Родионов Н.В. 246, 248  
 Романенко А.В. 143  
 Романюк Т.В. 153, 155, 166, 221  
 Рудая Н.А. 220  
 Руднев С.Н. 124, 336  
 Рудько Д.В. 319, 322  
 Рудько С.В. 135  
 Ружич В.В. 24  
 Рыбас О.В. 20  
 Рыбин А.К. 172  
 Рыцк Е.Ю. 246, 248, 250  
 Саватенков В.М. 130, 164  
 Савельева В.Б. 253  
 Саландаева О.И. 24  
 Салко Д.В. 29  
 Сальникова Е.Б. 130, 161  
 Санжиева Д.П.-Д. 299  
 Саньков А.В. 83  
 Саньков В.А. 29, 83, 85  
 Сасим С.А. 97  
 Сафонова И.Ю. 78, 80, 147  
 Селятицкий А.Ю. 256  
 Семенова Д.В. 124, 195, 266, 310, 336  
 Семинский А.К. 261  
 Семинский И.К. 31, 33, 259  
 Семинский К.Ж. 261  
 Сенников Н.В. 263  
 Серов И.В. 13  
 Серов П.А. 88  
 Симонов В.А. 78, 80, 147  
 Синцов А.Е. 29  
 Скляр Е.В. 193, 235, 266  
 Скобленко А.В. 270, 272  
 Сквитина Т.М. 128, 274  
 Скрипников В.С. 202  
 Скузоватов С.Ю. 317  
 Смекалин О.П. 115  
 Смирнов А.С. 205, 326  
 Смирнов Ю.В. 276  
 Снопков С.В. 241  
 Собисевич А.Л. 126  
 Советов Ю.К. 278  
 Соколов С.Д. 302  
 Солотчин П.А. 281  
 Солотчина Э.П. 281  
 Сомсикова А.В. 158, 303  
 Сорокин А.А. 224, 226, 283  
 Страшко А.В. 153, 166, 221  
 Сугоракова А.М. 124  
 Сысоев И.В. 190  
 Талтыкин Ю.В. 285  
 Ташлыков В.С. 202  
 Тверитинова Т.Ю. 287, 290  
 Толмачева Е.В. 246, 248, 250, 274  
 Толмачева Т.Ю. 293  
 Травин А.В. 27, 130, 190, 296  
 Третьяков А.А. 66, 122  
 Тубанов Ц.А. 126, 299  
 Туркина О.М. 300  
 Тучкова М.И. 302  
 Тютюник А.С. 20  
 Федосеенко А.М. 128, 246, 248, 250  
 Федотова А.А. 303  
 Фидлер М.А. 306  
 Филинов И.А. 117, 119  
 Фомин В.А. 308  
 Фугзан М.М. 303  
 Хаин Е.В. 303  
 Хертек Ч.М. 208  
 Хороших М.С. 137  
 Хромых С.В. 310  
 Хубанов В.Б. 158, 202, 276, 313  
 Цыганков А.А. 36, 296, 313  
 Чайка И.Ф. 113  
 Чебыкин Е.П. 241  
 Черных А.И. 315  
 Чувашова И.С. 241  
 Чугаев А.В. 250  
 Шагун А.Н. 29  
 Шарыгин И.С. 99, 317  
 Шаццлло А.В. 133, 166, 319, 322  
 Шенин А.Н. 33  
 Шелепаев Р.А. 50  
 Шелохов И.А. 33, 326  
 Шешуков В.С. 88, 153  
 Школьник С.И. 174, 328  
 Шмакин В.Б. 290  
 Шмакова А.М. 331  
 Шпакович Л.В. 164  
 Щелочков Г.Г. 172  
 Щетников А.А. 117, 119  
 Юдин Д.С. 333  
 Яковлев А.В. 124, 147, 336  
 Ярмолук В.В. 130, 338  
 Vaasansuren S. 342  
 Erdenechimeg D. 340  
 Gombodorj B. 342  
 Orgil G. 342  
 Oyunchimeg Ts. 340, 342  
 Sharav D. 340  
 Tungalag N. 342  
 Xu W.L. 226

Научное издание

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

Материалы научной конференции  
Выпуск 20  
(18–21 октября 2022 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Ответственный редактор  
чл.-корр. РАН *Скляр Евгений Викторович*

Составители сборника  
д.г.-м.н. *Донская Татьяна Владимировна*  
к.г.-м.н. *Мотова Зинаида Леонидовна*

Верстка оригинал-макета  
*Чернышова Марина Игоревна*

Литературные редакторы  
*Балукова Евгения Александровна*  
*Балукова Наталья Георгиевна*

Оформление авторское

---

Подписано в печать 03.10.2022 г. Формат 60×90/8.  
Уч.-изд. л. 43. Усл. печ. л. 40.1. Тираж 120 экз. Заказ 306.

---

Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
Сибирское отделение РАН  
630090, Новосибирск, просп. Лаврентьева, 17  
Отпечатано в Сибирском отделении РАН  
630090, Новосибирск, Морской просп., 2  
Тел.: (383) 330-84-66  
E-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru